

GÉOLOGIE GÉNÉRALE

BULLETIN
DE LA
SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE
DE FRANCE

7^e SÉRIE, TOME II

N° 2

P. 143-262 ; Pl. IV-VIII

Périodique bimestriel publié avec le concours du Centre national de la recherche scientifique

PARIS
AU SIÈGE DE LA SOCIÉTÉ

28, rue Serpente, 6^e

1960

DÉCEMBRE 1960

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE

FONDÉE LE 17 MARS 1830.

Etablissement d'Utilité publique, reconnu par Ordonnance du 3 avril 1832.

Extraits des Statuts.

(Conditions d'admission.)

ARTICLE I. — L'Association dite « Société géologique de France », fondée le 17 mars 1830, a pour objet de concourir à l'avancement de la Géologie en général, et particulièrement de faire connaître le sol de la France, tant en lui-même que dans ses rapports avec les Arts industriels et l'Agriculture.

La durée de la Société est illimitée. Elle a son siège social à Paris.

ARTICLE II. — La Société contribue aux progrès de la Géologie par des débats, des publications et par des encouragements (Prix et Fondations).

La Société tient ses séances ordinaires à Paris; en outre, elle peut tenir une ou plusieurs séances extraordinaires dans une région ou sur un sujet qui aura été préalablement déterminé par le Conseil.

La Société publie : un *Compte rendu sommaire des Séances* et un *Bulletin* distribués gratuitement aux membres; des *Mémoires* qui ne sont pas distribués gratuitement aux membres.

La Société forme une Bibliothèque.

ARTICLE III. — Le nombre des membres de la Société est illimité; les Français et les Étrangers peuvent en faire partie. Il n'existe pas de différences entre les membres.

Pour faire partie de la Société, il faut s'être fait présenter dans une de ses séances par deux membres de la Société qui auront signé la présentation, et avoir été proclamé membre dans la séance suivante.

Extraits du Règlement.

(Publications.)

N° 12. — Tous les travaux destinés à l'impression doivent être inédits et avoir été présentés en séance.

N° 13. — L'insertion dans les publications de la Société des travaux présentés par les membres, ou éventuellement par des auteurs étrangers à la Société, est toujours subordonnée à l'avis de la Commission compétente.

N° 14. — Les manuscrits des communications déposés au Secrétariat et non encore publiés ne peuvent être communiqués ou remis, en dehors des membres des Commissions compétentes et des rapporteurs, qu'à leurs auteurs ou aux personnes qu'ils auront autorisées par écrit à en prendre connaissance.

N° 15. — La langue française est seule admise dans les publications de la Société.

N° 17. — L'ensemble des notes par année, d'un même auteur, comptées du 1^{er} avril au 31 mars suivant, ne peut dépasser le total de 16 pages¹, la planche photographique équivalant à 4 pages de texte. Le Conseil peut, par décision spéciale, autoriser la publication de notes plus longues.

1. A la suite du changement de format et de la reproduction de photographies en simili-gravure dans le texte, le Conseil (séance du 2 février 1959) a établi l'équivalence pour le total des notes de chaque auteur à 10 pages du nouveau format; 1 planche en phototypie équivalant à 4 pages de texte; 1 page de simili à 2 pages de texte; les figures en simili, intercalées dans le texte, à 3 fois leur surface.

Avantages accordés aux membres.

Les membres de la Société reçoivent gratuitement le *Compte rendu sommaire des Séances* et le *Bulletin* (statuts, II).

Ils peuvent acheter à la Société : avec une remise de 25 %, les *Comptes rendus sommaires*, les *Bulletins*, la *Bibliographie*; avec une remise de 20 %, les *Mémoires* de Géologie, de Paléontologie et ceux de la Nouvelle série par mémoires séparés.

Les membres peuvent utiliser le prêt des livres à domicile de la Bibliothèque (sauf les cartes, les traités, les ouvrages rares ou nouvellement présentés).

Cotisations 1960 et 1961 : 35 NF (3 500 fr). Étranger : 40 NF (4 000 fr).

Pour tous renseignements, achats et abonnements, s'adresser impersonnellement au Secrétaire de la Société, 28, rue Serpente, Paris, VI^e.

Chèques postaux : Paris 173-72. Téléphone : Dan. 90-61.

Les zones gypseuses antéludiennes préservées de l'Ile-de-France

par Robert SOYER*.

Sommaire. — Dans l'Ile-de-France, des dépôts gypseux se sont édifiés antérieurement au Ludien, mais par suite de la position profonde des horizons qui les renferment, leur découverte est subordonnée au hasard des implantations de sondages et forages. A l'aide de coupes récentes et de documents dignes de foi, une première synthèse de la répartition de ces dépôts est entreprise, ainsi qu'une ébauche des variations de faciès au cours du Bartonien inférieur et plus spécialement du dépôt du Calcaire de Saint-Ouen et des Sables de Marines-Monceau.

On sait depuis longtemps que la présence de bancs gypseux ne se limite pas, dans l'Ile-de-France, aux formations ludiennes. Dès 1861, une note fondamentale de A. Delesse faisait connaître l'existence de niveaux gypseux dans les Marnes et Caillasses lutétiennes aux Batignolles, à Montmartre, la Villette et Gagny, et dans le Calcaire de Saint-Ouen à la Villette, Belleville et Pantin. A. Dollo [Dollo et Vallet, 1909] a relevé et publié la coupe de l'ancienne plâtrière du Pont Saint-Ange, où plusieurs couches de gypse saccharoïde ont été traversées par des sondages dans les Sables de Beauchamp et le Calcaire de Ducy. En ce qui concerne Paris et sa proche banlieue, j'ai pu compléter [1953] la liste des points où le gypse est conservé dans l'Éocène moyen et supérieur. Il semble bien, à la lueur de nouvelles observations, que les emplacements où des formations gypsifères antéludiennes sont conservées soient assez nombreux. A certains d'entre eux, les gypses n'apparaissent que dans un seul horizon, mais à d'autres, ils ont persisté dans plusieurs, depuis les Marnes et Caillasses jusqu'à la 4^e masse subordonnée aux Marnes à *Pholadomya ludensis* marquant le début du Bartonien supérieur (Ludien). Ces derniers se répartissent en plusieurs groupes.

1. GROUPE PARISIEN. — Ce premier groupe débute à l'W de la butte Montmartre, se poursuit sous celle-ci et aux environs : gare du Nord, la Chapelle, la Villette, Belleville et Ménilmontant. A la porte de Ménilmontant, le gypse débute dans les Sables de Beauchamp où plusieurs lits de cristaux emboîtés en « crête de coq » existent dans les argiles vertes du

milieu de l'assise ; 5 bancs de gypse saccharoïde d'une épaisseur totale de 4,30 m se répartissent dans la masse du Calcaire de Saint-Ouen ; le banc des Sables verts infra-gypseux (S. de Monceau), également conservé, atteint 0,60 m ainsi que la 4^e masse qui les surmonte. Mais la disposition se modifie déjà à la porte des Lilas : cristaux lancéolés dans les Sables de Beauchamp, 7 bancs dans le Calcaire de Saint-Ouen (2,60 m), marnes gypseuses et gypses marneux dans les Sables de Monceau (sur 1,50 m), la 4^e masse n'ayant plus que 0,20 m. Le gypse réduit à quelques traces dans le Bartonien à la porte du Pré-Saint-Gervais, où la base du Ludien est pseudomorphosée, réapparaît, mais en bancs moins nombreux et amincis, à la porte Brunet. Il disparaît à la porte de Pantin, où des bancs de travertin apparaissent dans le Calcaire de Saint-Ouen, les marnes gypseuses des Sables de Monceau étant remplacées par un calcaire gris et roux, dur et noduleux, la 4^e masse ayant disparu.

On retrouve des bancs saccharoïdes dans ces assises à Pantin, sous la place de l'Église et la rue de Paris. Leur présence n'est pas nette dans les sondages effectués à Noisy-le-Sec, et ils n'ont pas été signalés sous le massif de Montreuil, dont le sous-sol a pourtant été reconnu jusqu'au Sparnacien par plusieurs forages.

2. GROUPE DE L'AULNAY ET SES ABORDS. — *Annet-sur-Marne.* L'apparition du gypse dans les dépôts bartoniens est bien connue dans cette localité, dont les plâtrières souterraines ont été étudiées en grand détail par M. Morin

* Note présentée à la séance du 25 avril 1960.

[1909]. Sous la 4^e masse épaisse de 1,35 m, les Sables de Monceau contiennent un banc de gypse feuilleté et marneux de 0,49 m ; le Calcaire de Saint-Ouen en présente 11 couches bien réparties atteignant 3,79 m pour une puissance totale de 12,67 m. Le niveau de Ducy comporte un banc de 1,85 m de gypse grenu, et le sommet du niveau de Beauchamp 2 couches totalisant 0,82 m. Quant au Lutétien observé dans la plâtrière Lioret, il ne paraît pas renfermer de gypse.

Le Pin. Dans l'ancien forage communal, deux bancs de gypse, séparés par des marnes grises et d'une puissance totale de 4,15 m, ont été rencontrés vers la base des Marnes et Caillasses, entre les cotes 28,65 et 24,50.

Carnetin. Le forage communal a traversé des niveaux gypseux dans les Sables de Beauchamp et les Marnes et Caillasses.

Livry-Gargan. Dans un forage absorbant profond établi en 1897 dans l'ancienne plâtrière Lecouffe, de très nombreux niveaux gypseux ont été rencontrés sous les Marnes à Pholadomyes (Interprétation d'A. Dollot) :

— 4^e masse du gypse : 0,87 m (de 53,12 à 52,25 m) ;

— Sables de Monceau : marnes gypseuses, calcaires et gypses dans la partie moyenne : 1,92 m (de 51,93 à 50,01 m) ;

— Calcaire de Saint-Ouen : 4 couches de marnes gypseuses réparties dans la masse épaisse de 9,65 m (48,56 à 38,91 m), atteignant une puissance de 3,18 m.

— Sables de Beauchamp : un banc d'albâtre gypseux de 1,29 m existe à 1 m du sommet, entre 35,10 et 33,81 m.

— Marnes et Caillasses : cette formation atteint une puissance exceptionnelle de 16,85 m (23,05 à 6,20 m) par suite de la présence de 10 niveaux de gypse marno-calcaireux et d'albâtre gypseux totalisant 10,22 m. Le banc d'albâtre gypseux, épais de 4,72 m, est situé entre 13,92 et 9,20 m ;

— Calcaire grossier : deux niveaux renfermant des rognons d'albâtre sont signalés, l'un (0,29 m) dans le Calcaire grossier supérieur, entre 4,78 et 4,49 m, l'autre dans le Calcaire grossier moyen (1,27 m) de — 3,22 à — 4,49 m.

Sevrans. La poudrerie nationale dispose de plusieurs forages qui ont rencontré des bancs gypseux de faible épaisseur dans les Sables de Monceau et le Calcaire de Saint-Ouen, et le forage exécuté à Freinvill (usine Westinghouse) a recoupé des niveaux gypsifères dans les Sables de Beauchamp [Dollfus, 1929].

Vaujours. Un puits absorbant très ancien, exécuté par Bécot avant 1900 dans l'ancienne plâtrière Bureau, à partir de la 2^e masse, a rencontré de nombreux bancs gypseux dans les horizons antérieurs au Ludien. En raison de son importance, je crois utile d'en donner intégralement la coupe restée inédite, et également interprétée par A. Dollot.

Sol de la galerie à 71,25 m	Épaisseur
— DEUXIÈME MASSE DU GYPSE SUR 4,19 m (71,25 à 67,06 m) :	
1. Gypse jaune et blanc, dur	0,44 m
2. Gypse blanc, dur, à grain très fin	1,61
3. Gypse cristallin, tendre, à gros grain	0,09
4. Gypse blanc, dur, à grain fin	2,05
— MARNES à <i>Lucina inornata</i> : 6,82 m (67,06 à 60,24 m) :	
5. Marne crayeuse tendre, veinée jaune et blanc	1,26
6. Gypse blanc pied d'alouette, dur	0,97
7. Gypse jaune cristallin, dur, à gros grain	0,14
8. Marne jaune, tendre	0,73
9. Marne bleue et blanche, tendre	0,36
10. Marne jaunâtre avec grains de gypse, dure	0,17
11. Marne bleue compacte, tendre	0,72
12. Marne bleue gypseuse	2,00
13. Marne noire gypseuse	0,47
— TROISIÈME MASSE DU GYPSE : 3,25 m (60,24 à 56,99 m) :	
14. Gypse saccharoïde blanc à grain fin (<i>banc de Pavé</i>)	0,77
15. Gypse cristallisé à grain fin, dur et gypse blanc	1,32
16. Marne bleu-noir, tendre (<i>Cave</i>)	0,43
17. Gypse blanc tendre à grain fin	0,73
— MARNES à <i>Pholadomya ludensis</i> : 1,79 m (56,99 à 55,20 m) :	
18. Marne bleue et noire compacte	1,79
— QUATRIÈME MASSE DU GYPSE : 2,18 m (55,20 à 53,02 m) :	
19. Gypse saccharoïde jaune, tendre	0,96
20. Calcaire siliceux, très dur	0,31
21. Gypse blanc tendre à grain fin	0,91
— SABLE DE MONCEAU : 4,12 m (52,02 à 48,90 m) :	
22. Sable noir et veine blanche argileuse, tendre	0,40
23. Gypse jaune à grain fin, dur	0,77
24. Marne noire et veine de gypse blanc fin	0,22
25. Argile verte sableuse	0,19
26. Argile bleue compacte, gros grains de gypse cristallisé	0,12
27. Marne bleue, tendre	0,18
28. Marne panachée blanche et bleue	1,62
29. Marne bleue sableuse compacte, veinée jaune	0,62
— CALCAIRE DE SAINT-OUEN : 14,60 m (48,90 à 34,30 m) :	
30. Marne jaune sèche, assez dure	2,90
31. Gypse saccharoïde jaune, dur	1,45
32. Marne jaune, plus ou moins dure	1,63
33. Gypse saccharoïde jaune, tendre	0,47
34. Marne blanche gypseuse, tendre	0,43
35. Gypse saccharoïde blanc, dur	1,10
36. Marne blanche gypseuse, tendre	0,65
37. Gypse saccharoïde jaune.	0,18
38. Marne jaune à veines vertes, très dures	1,24
39. Marne jaune, tendre	0,91
40. Calcaire siliceux dur	0,24
41. Marne noire et verte et gypse blanc tendre	0,67
42. Calcaire siliceux très dur	0,17
43. Marne jaune gypseuse	2,40
44. Calcaire très dur assez grossier	0,16
— SABLES DE BEAUCHAMP : 15,01 m (34,30 à 19,29 m) :	
45. Sable noir argileux et veines blanches tendres	1,17
46. Albâtre gypseux très dur et veines de marne	0,54
47. Argile verte sableuse	1,55
48. Argile verte compacte et nids d'albâtre épars	1,39
49. Argile bleue compacte, tendre	0,85

50. Argile verte et veine blanche, tendre	1,15
51. Calcaire siliceux dur	0,05
52. Marne bleue, tendre	0,06
53. Calcaire siliceux dur	0,09
54. Sable gris argileux	0,39
55. Grès très dur et marne grise	0,66
56. Sable argileux dur	6,72
57. Argile bleue dure très compacte	0,39
— LUTÉTIEN : Marnes et caillasses sur 7,41 m (19,29 à 11,88 m) :	
58. Marne noire sèche, dure, à veine blanche et rognons calcaireux	0,37
59. Calcaire dur	0,22
60. Marne bleue, tendre	0,36
61. Calcaire très dur	0,46
62. Marne grise, tendre	0,18
63. Marne grise et nodules calcaires très durs	0,40
64. Gypse cristallisé blanc très dur et veines de marne grise	1,11
65. Marne grise et nodules calcaires tendres	0,86
66. Marne blanche et grise, tendre	0,44
67. Gypse blanc cristallisé	0,33
68. Marne blanche à veines grises, compacte, dure	1,64
69. Gypse cristallisé dur	0,89
70. Marne blanche et grise, tendre	0,15
71. Gypse cristallisé blanc, dur	mém.

Dans cet important ouvrage, les bancs purement gypseux ou seulement gypsifères se répartissent comme suit :

NIVEAU	ÉPAISSEUR (m)	NOMBRE DE COUCHES	PUIS- SANCE DU GYPSE (m)
4 ^e masse	2,18	2	1,87
Sables de Monceau	4,12	2	0,99
Calcaire de Saint-Ouen..	14,60	8	6,35
Sables de Beauchamp..	15,01	2	1,93
Marnes et caillasses . . .	7,41	3	2,33

L'Aulnay se révèle un centre très important de conservation des dépôts gypseux dans le Lutétien et le Bartonien inférieur, surtout sous le massif ludien où le gypse est très puissant, et également dans la plaine de Sevrans-Freinville.

3. GROUPE DE LA BRIE AU SUD DE MEAUX. — Dans quelques localités situées sur la rive gauche du Grand-Morin et de la Marne, on a retrouvé des horizons gypseux inclus dans diverses formations, notamment à Coutevroult où plusieurs couches de gypse dur, dont une atteignant 4 m, ont été signalées par L. Bertrand [1932]. Cette dernière est située dans le Calcaire grossier supérieur, entre 48,50 et 44,50 m, d'après M. R. Abrard [1937].

A Chanteloup, le forage des Robailles, dont la coupe est également due à R. Abrard [1937, p. 69], a percé un banc de gypse blanc lamellaire de 0,25 m, à la base des Caillasses, entre 7,50 et 7,25 m. Il s'agit peut-être d'une recristallisation secondaire.

A Lagny, deux bancs marneux avec plaquettes d'albâtre gypseux ont été reconnus sur 6,46 m dans la partie centrale des Marnes et Caillasses traversées par un forage datant de 1904, entre les cotes 20,71 et 14,25.

A Bussy-Saint-Georges, des gypses ont été rencontrés par le forage de la Jonchère dans le Calcaire de Saint-Ouen et les Sables de Beauchamp.

Sondage de Mareuil-les-Meaux. Un puits de recherche a été foncé en 1934, à partir de la 2^e masse, dans la plâtrière des Établissements Poliet et Chausson, qui m'en ont aimablement communiqué la coupe.

Sol vers + 95,00 m

— LUDIEN INFÉRIEUR : 9,20 m (95,00 à 85,80 m) :

21. Base de la 2 ^e masse du gypse	0,90 m
20. Marnes à <i>Lucina inornata</i>	2,25
19. 3 ^e masse du Gypse	2,90
18. Marnes à <i>Pholadomya ludensis</i> , à inclusions gypseuses	2,35
17. 4 ^e masse du Gypse	0,80

— SABLES DE MONCEAU : 1,30 m (85,80 à 84,50 m).

16. Marne grise	0,15
15. Gypse saccharoïde	0,60
14. Marne dure, magnésienne	0,20
13. Marne verdâtre	0,35

— CALCAIRE DE SAINT-OUEN : 13,00 m (84,50 à 71,50 m) :

12. Marne jaune à rognons de silex	3,50
11. Marnes blanches avec quelques petits bancs de silex	3,90
10. Marne et gypse	0,15
9. Gypse saccharoïde	0,55
8. Marnes blanches et brunes	0,15
7. Gypse saccharoïde	0,60
6. Silex	0,10
5. Gypse saccharoïde	0,35
4. Marne brune	0,10
3. Marne blanche	0,45
2. Marnes dures magnésiennes	0,55
1. Gypse saccharoïde avec filets marneux sur	1,60

On remarque, dans ce sondage, la présence de la 4^e masse, d'un banc de gypse dans les Sables de Monceau ; le Calcaire de Saint-Ouen, dont la base n'a pas été atteinte, comporte 5 niveaux gypseux d'une épaisseur totale de 3,25 m, intercalés dans la moitié inférieure de l'assise.

4. GROUPE DE L'AXE DE MEUDON. — Les trois groupes précédents sont situés au N de l'anticlinal de Meudon et en région plus ou

moins synclinale. Sur l'axe et ses abords immédiats, G. F. Dollfus [1900, p. 143] a indiqué l'existence possible d'un cordon gypseux de 0,06 à 0,11 m dans les Caillasses lutétiennes à Arcueil-Cachan. La présence du gypse dans le Lutétien lagunaire avait déjà été signalée à Châtillon par Héricart de Thury [1815, p. 139].

On sait que des bancs gypseux puissants ont été exploités autrefois à Bagneux dans le Calcaire de Saint-Ouen [Dollfus, 1929, p. 151], dont la base est gypsifère également à Choisy-le-Roi (sur 2,50 m) d'après Courty et Hamelin [1908] qui ont cité en outre des lentilles de plusieurs mètres dans les calcaires marneux de Villejuif.

A l'Hay-les-Roses, dans un sondage effectué en 1934, dont j'ai pu étudier un carottage très complet, la partie supérieure du Calcaire de Saint-Ouen présente de nombreuses inclusions de gypse saccharoïde, de gypse rosé, des cristaux isolés dans les marnes du sommet, sur 2,20 m, et un autre banc au milieu de l'assise. Les Sables de Beauchamp dont la base n'a pas été atteinte dans cette recherche, renferme des bancs saccharoïdes et de nombreux gypses palmés.

5. GROUPE DE LA FOSSE SYNCLINALE DE CORBEIL. — Les points connus jusqu'à ce jour étaient, d'abord celui de Perray-Vaucuse, où un forage étudié par G. F. Dollfus [1897] a rencontré dans les Marnes et Caillasses plusieurs bancs saccharoïdes atteignant 4,70 m et dans le Calcaire grossier supérieur un banc de 3,90 m. Le second est Saint-Michel-sur-Orge, où cet auteur signale des marnes sableuses et gypseuses.

Dans le N de la fosse, un récent sondage carotté (1960) implanté à Antony, aux limites de Wissous, a découvert une série gypsifère particulièrement intéressante dont la coupe est la suivante :

Antony. Sondage n° 9 du C. R. E. G. R., dans le parc de Tourvoie.

Sol à + 50,00 m

- | | |
|-------------------------------|--------|
| 1. Terre végétale et remblais | 2,00 m |
| 2. Alluvions modernes | 1,50 |
| 3. Marnes supra-gypseuses | 7,50 |

— LUDIEN : 18 m (39,00 à 21,00 m) :

- | | |
|---|------|
| 4. Masse supérieure du Gypse (gypse pur) | 5,00 |
| 5. Marnes d'entre-deux-masses | 2,00 |
| 6. Masse moyenne du Gypse (gypse pur) | 5,00 |
| 7. Calcaire siliceux, très dur, compact (Travertin de Champigny au niveau des Marnes à Lucines) | 3,00 |
| 8. Masse inférieure du Gypse et bancs marno-calcaires tendres | 3,00 |

— CALCAIRE DE SAINT-OUEN : 5,70 m (21,00 à 15,30 m) :

- | | |
|--|------|
| 9. Calcaire dur, compact, fossilifère (Limnées et Bithinelles) avec magnésites fines | 2,00 |
| 10. Lacune de carottage | 1,10 |
| 11. Calcaire dur, compact | 1,50 |
| 12. Gypse saccharoïde très dur et très compact, avec filets de gypse cristallisé et rubané | 1,20 |

— SABLES DE BEAUCHAMP : 4,30 m (15,30 à 11,00 m) :

- | | |
|---|------|
| 13. Grès siliceux bleuâtre, très dur | 0,25 |
| 14. Grès grossier grisâtre | 0,10 |
| 15. Gypse saccharoïde impur, roux, altéré et rubéfié | 0,20 |
| 16. Gypse saccharoïde gris, dur, compact, bien lité | 0,25 |
| 17. Grès argileux dur, gris verdâtre | 1,50 |
| 18. Argile gris verdâtre compacte, avec gypse lancéolé et cristaux emboîtés (gypse palmé) | 2,00 |

— MARNES ET CAILLASSES : 11,00 m (11,00 à 0,00 m) :

- | | |
|--|------|
| 19. Lacune de carottage | 0,50 |
| 20. Marne blanche et banc de caillasse siliceuse | 4,50 |
| 21. Marne dure blanchâtre, caillasses siliceuses, sépiolites brunes et albâtre gypseux | 2,00 |
| 22. Albâtre gypseux et pseudomorphoses de gypse en silice | 2,00 |
| 23. Calcaire noirâtre et marnes blanches, avec gypse alabastré et travertin | 1,30 |
| 24. Gypse saccharoïde bien grenu, mêlé de calcaire jaunâtre vers la base sur | 0,70 |

La présence de plusieurs bancs de gypse au milieu des diverses formations antéludiennes à Antony est d'autant plus intéressante qu'aucun niveau gypseux n'a été rencontré dans les nombreux sondages exécutés lors de la construction de la Résidence universitaire de la Croix-de-Berny, à 2 km au Nord, dont j'ai également dressé les coupes.

Des bancs de gypse importants, dont un de plus de 4 m, ont été rencontrés près d'Igny, dans la vallée de la Bièvre, par L. Janet [1900-1901]. Le vieux forage de Sceaux (Aulnay) aurait trouvé des marnes gypseuses dans le Lutétien.

La répartition des zones gypseuses antéludiennes montre une certaine régularité et une certaine continuité au cours de l'Éocène moyen et supérieur. Il existe en outre dans les archives de forages de nombreuses coupes d'ouvrages comportant des bancs de gypse et d'albâtre gypseux, mais il ne peut pas en être tenu compte, l'interprétation donnée par les sondeurs étant parfois douteuse.

Pour les dépôts lutétiens, les régions où le gypse n'a pas été transformé en caillasses calcaro-siliceuses paraissent actuellement se cantonner à Paris, au massif de l'Aulnay et aux flancs de l'axe de Meudon. Aux localités citées au début de cette note s'ajoutent celles de Livry-Gargan, Vaujours, le Pin et Antony.

La présence du gypse dans les Sables de Beau-

champ est presque toujours limitée à des cristaux emboîtés et sans doute de formation secondaire, dans le domaine marin de cet horizon. A Paris, vers la gare du Nord, et dans l'Aulnay, où l'on se rapproche des faciès orientaux calcaireux et moins profonds, des épisodes lagunaires amènent le dépôt de gypse saccharoïde, ainsi que dans la fosse de Corbeil, vers la limite méridionale d'extension des dépôts marins du Bartonien inférieur.

Le Calcaire de Ducy, dépôt laguno-lacustre [Morellet, 1948, p. 69] comporte des bancs gypseux bien continus dans Paris et l'Aulnay. Quant aux inclusions gypseuses dans le Calcaire de Saint-Ouen, sur lesquelles L. et J. Morellet ne se sont pas étendus dans leur monographie du Bartonien, par ailleurs si complète, il semble qu'une explication valable puisse en être donnée à partir des observations faites par L. Feugueur à Herblay [1952]. En reprenant le schéma

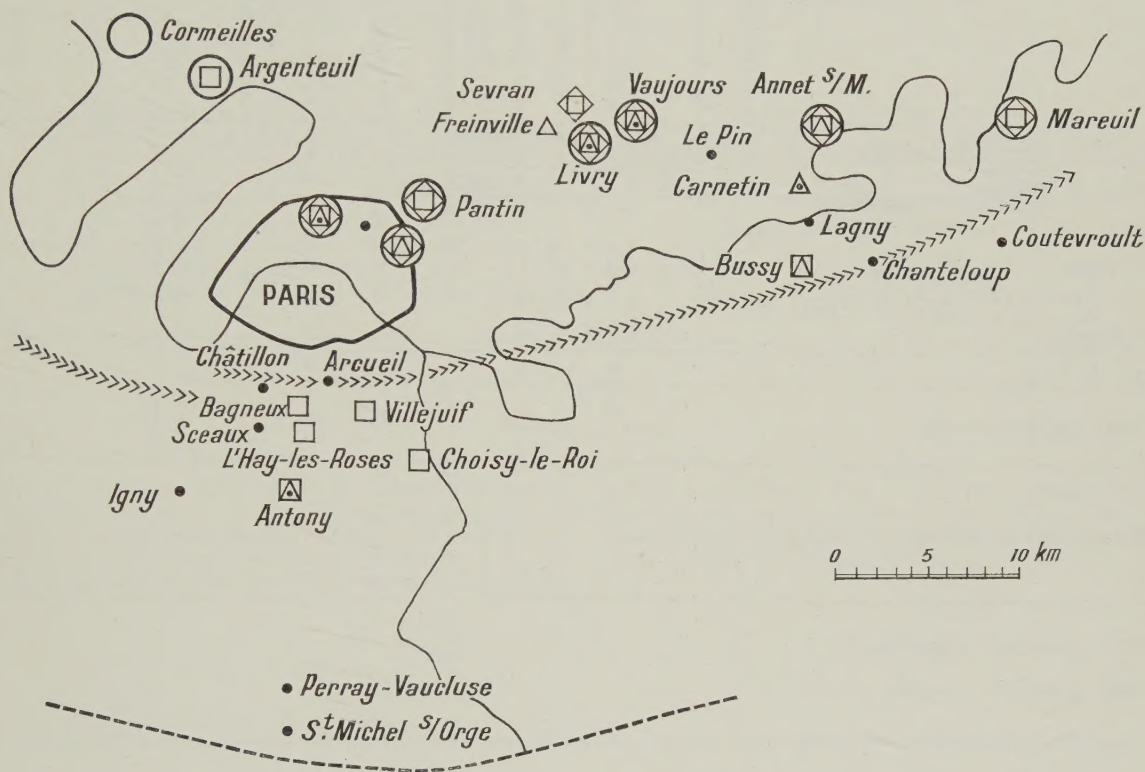


FIG. 1. — Carte montrant la conservation du gypse.

● : dans le Lutétien ; Δ : dans les Sandes de Beauchamp ; □ : dans le calcaire de Saint-Ouen ; ◆ : dans les Sandes de Monceau ; ○ : dans la 4^e masse. >>> : anticlinal de Meudon ; --- : synclinal de l'Eure.

illustrant sa note et indiquant la progression des transgressions marines venant de l'Ouest, ainsi que les pénétrations marines dans les dépôts laguno-lacustres du Calcaire de Saint-Ouen aux limites du Parisien, on constate qu'à chacune de ces avancées marines correspond, dans la région parisienne, un dépôt de sédiments gypseux ou gypsifères (fig. 1). Le niveau inférieur correspondant au dépôt des Sandes de Montagny, est très généralisé à la base de l'assise ; au Calcaire marin de la Frette séparant les Calcaires de Saint-Ouen inférieur et supé-

rieur correspondent les nombreux bancs saccharoïdes de la partie centrale reconnus à Paris, dans l'Aulnay et au S de Meaux. Aux calcaires supérieurs d'Herblay à *Potamides tricarinatus* coïncide le banc très régulier et très étendu qui couronne les marno-calcaires de la formation, où des bancs gypseux s'intercalent en outre dans le Calcaire de Saint-Ouen inférieur à Paris, à Livry, à Mareuil et à Antony, et dans le Calcaire de Saint-Ouen supérieur, principalement dans l'Aulnay.

A la transgression des Sandes de Marines que

L. Feugueur identifie avec les Sables de Monceau (= sables verts infragypseux) correspond dans la région parisienne plus littorale le banc de gypse très continu de Montmartre à Mareuil, et probablement aussi la 4^e masse, équivalent lagunaire des calcaires du Bois-du-Mulot et de

Noisy-le-Sec, surmontant les Sables de Monceau de Cormeilles-en-Parisis à Mareuil-les-Meaux, dans le synclinal de la Seine.

Enfin dans les Marnes à Pholadomyes, mises en parallèle par notre confrère avec les Sables marins du Vouast, il est fréquent de rencontrer

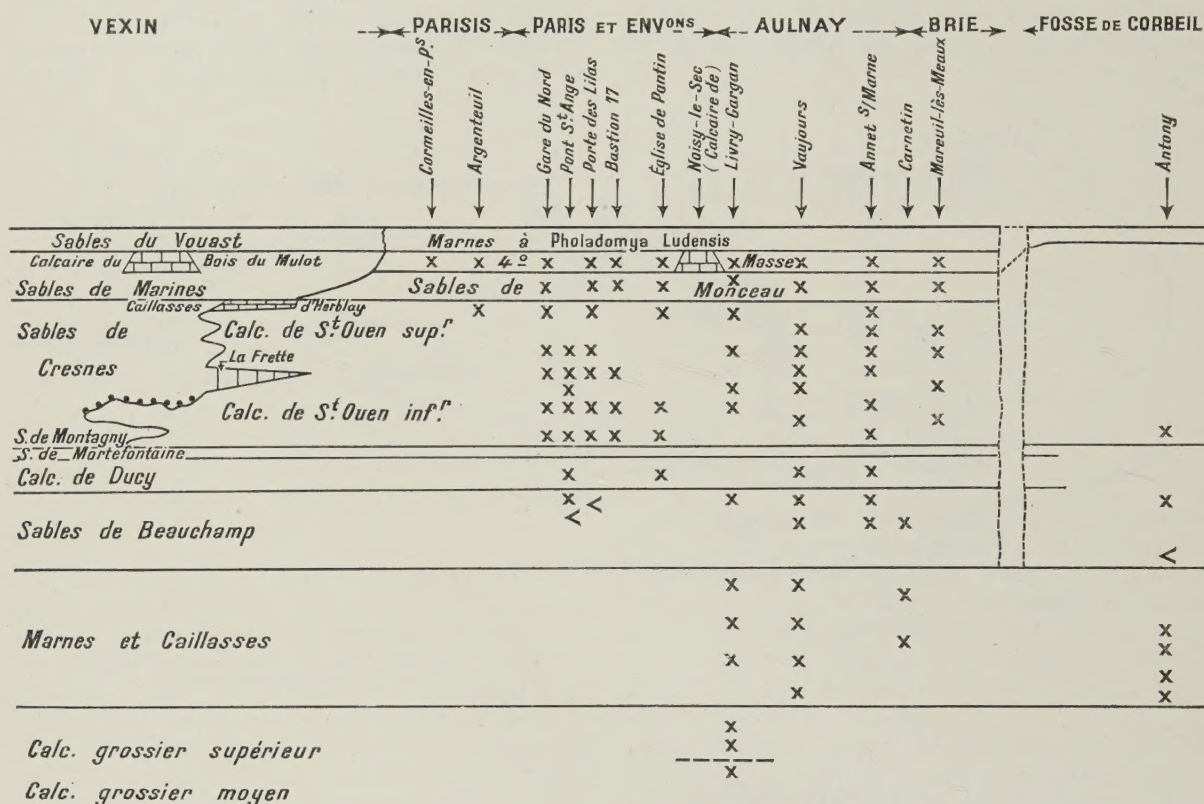


FIG. 2. — Correspondance des pénétrations marines dans le Calcaire de Saint-Ouen et des dépôts gypseux à l'E du Vexin.

à Paris et plus à l'Est, des niveaux gypsifères, et notamment un cordon central de nodules sphériques constitués par des cristaux lancéolés.

CONCLUSIONS. — Il est probable que l'on découvrira encore de nouvelles localités où des faciès gypseux sont conservés dans les horizons compris entre le Lutétien marin et les Marnes à Pholadomyes, mais l'on peut déjà constater l'extension notable des zones où ces faciès ont été préservés de la dissolution ou de la substi-

tution. Si les variations de régime atteignent leur paroxysme au Ludien, dans l'Ile-de-France, les changements de limite des faciès marin, laguno-lacustre et fluvio-lacustre étaient déjà nombreux au Lutétien supérieur et au Bartonien inférieur. La découverte par des sondages carottés de nouveaux dépôts gypseux antéludiens apporte une contribution utile, au point de vue paléogéographique et stratigraphique, à la question des formations gypseuses du bassin de Paris et de leur origine, sur laquelle la lumière n'est pas encore faite.

Bibliographie.

- ABRARD R. (1937). — Contribution à l'étude hydrogéologique du bassin de Paris. *Ann. Mines*, t. XI, pp. 437-480 et 537-609, voir p. 561.
- BERTRAND L. (1932). — Sur un récent forage exécuté sur le plateau de Coutevroult (Seine-et-Marne). *C. R. somm. S. G. F.*, p. 206-207.
- COURTY G. et HAMELIN L. (1908). — Géologie du bassin de Paris. *C. R. Congr. Ass. fr. Av. Sc.* (A. F. A. S.), Clermont-Ferrand, 65 p., 1 pl., 2 fig.
- DELESSE A. (1861). — Sur le gypse parisien. *C. R. Ac. Sc.*, t. LII, p. 912.
- DOLLFUS G. F. (1897). — Recherches sur la limite sud-ouest du Calcaire grossier dans le bassin de Paris. *B. S. G. F.*, (3), XXV, p. 597.
- (1900). — Trois excursions aux environs de Paris. *Ibid.*, (3), XXVIII, p. 109.
- (1929). — Notes géologiques et hydrologiques sur les bassins de la Seine et de la Loire. *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. XXXIII, n° 176, p. 17.
- DOLLOT A. et VALLET E. (1909). — Ligne n° 2 Nord du chemin de fer métropolitain. 1 : Profil en long géologique au 1 000^e; 2 : Coupes géologiques détaillées au 50^e et au 20^e. Paris, Publ. Serv. techn. Métrop.
- FEUGUEUR L. (1952). — Présence de caillasses à *Potamidés tricarinatus* au sommet des Calcaires de Saint-Ouen à Herblay (Seine-et-Oise). *B. S. G. F.*, (6), II, p. 373.
- HÉRICART DE THURY (1815). — Suite des considérations sur les Végétaux fossiles des environs de Paris. *Mém. Muséum*, t. I, p. 133.
- JANET L. (1900-1901). — Étude des gypses du Bassin parisien. *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. XII, p. 184.
- MORELLET L. et J. (1948). — Le Bartonien du bassin de Paris. *Mém. Expl. Carte géol. dét. France*, 437 p., 1 carte h. t.
- MORIN M. (1909). — Sur les différents faciès de l'étage du gypse dans la partie sud-est du plateau de l'Aulnay. Coupe géologique d'Annet (Seine-et-Marne). *C. R. somm. S. G. F.*, p. XIX et *B. S. G. F.*, (4), IX, p. 53.
- SOYER R. (1953). — Géologie de Paris. *Mém. Expl. Carte géol. dét. France*, 610 p., 6 pl., 5 cartes h. t.

Observation.

M. G. DEICHA pense qu'il est intéressant d'établir un rapprochement entre les relevés de sondages regroupés par M. R. Soyer et les idées sur le dépôt des évaporites à partir d'eaux océaniques, et dont notre confrère J. Ricour vient d'ailleurs d'exposer, à cette même séance, l'applica-

tion au Trias salifère. Pour ce qui est de la sédimentation gypseuse, les rapports entre subsidence et variations climatiques ont en particulier été esquissés en 1943 dans notre *Bulletin* (5), XIII, p. 397-402.

Brachiopodes tertiaires d'Arabie et de Syrie

par Graham F. ELLIOTT*.

PLANCHE IV.

Sommaire. — Description d'espèces de Brachiopodes appartenant aux genres *Streptaria* (Éocène d'Arabie), *Argyrotheca* et *Megerlia* (respectivement du Miocène et du Pliocène de Syrie). Brève discussion sur leur répartition et leurs affinités.

Les Brachiopodes tertiaires ne sont pas plus fréquents dans les calcaires à Foraminifères et les marnes du Moyen-Orient que dans les argiles coquillères et les sables de l'Europe occidentale. Le matériel décrit ici a été récemment acquis par le British Museum (Natural History) de Londres.

Super-famille **Rhynchonellaceae** SCHUCHERT 1896.

Famille **Basiliolidae** COOPER 1959.

Sous-famille **Basiliolinae** COOPER 1959.

Genre *Streptaria* COOPER 1959.

Streptaria arabica nov. sp.

Pl. IV, fig. 4, 5, 7, 8, 10, 11, 13, 16.

HOLOTYPE. — Exemplaire figuré Pl. IV, fig. 5, 8, 11, 16, des calcaires éocènes de Duqam, Arabie sud-orientale (lat. : 19° 40' N ; long. : 57° 40' E), à environ 74 km au Nord du sommet remarquable du Ras al Madraka. Enregistré au British Museum (Natural History), Dpt. Pal., sous le n° BB 21058.

PARATYPES. — Exemplaires figurés Pl. IV, fig. 4, 7, 10, 13 ; même provenance, même horizon. Enregistrés sous les nos BB 21059, 21801.

AUTRE MATÉRIEL. — Quatre exemplaires imparfaits de la même provenance.

DESCRIPTION. — Coquille d'environ 17 mm de long, 19 mm de large, 12 mm d'épaisseur ; contour subcirculaire à triangulaire-arrondi ; valve ventrale convexe, valve dorsale globuleuse, plus grande largeur et plus grande épais-

seur vers la moitié de la longueur. Commissure antérieure fortement asymétrique, soit vers la droite, soit vers la gauche. Surface des valves lisse avec, uniquement, sur une moitié de la commissure, une costulation marginale peu marquée. Umbo ventral court et obtus. Foramen hypothyrde, verticalement ovale, bordé par un bourrelet formé par la réunion des plaques deltidiales ; crochet limité par de fortes arêtes. Lames dentales courtes, crura longues.

REMARQUES. — Nous avons mentionné ce matériel [Elliott, 1956] dans notre discussion sur la distribution et la migration des Brachiopodes comme *Rhynchonella polymorpha* (MAsSALONGO). Dans une monographie récente, G. A. Cooper [1959] a montré que les Rhynchonelloïdes lisses à commissure asymétrique, bien connues du Tertiaire d'Italie, peuvent être divisées en deux genres homéomorphes : *Erymnaria* (dont *Rh. polymorpha* est l'espèce-type) et *Streptaria*. Ces deux genres diffèrent d'après leur structure interne : la différence la plus évidente résidant dans le fait que le genre *Erymnaria* montre des septa remarquables supportant les crura, alors qu'une telle structure n'existe pas chez *Streptaria*.

Un spécimen du matériel d'Arabie a été calciné, inclus et usé dans le but de faire apparaître sa structure interne. Les résultats ne furent pas satisfaisants par suite du remplissage par des cristaux de calcite. En conséquence, le test d'un second individu a été attaqué à l'acide au niveau de l'umbo de la valve dorsale. Aucune trace de septa cruraux n'a pu être

* Note présentée à la séance du 30 mai 1960, traduite de l'anglais par M. J. Emberger qui en est vivement remercié.

observée. Cependant, pendant l'usure, une longue crura indépendante était visible à travers le remplissage de cristaux de calcite. C'est à la suite de ces observations que nous rapportons cette espèce au genre *Streptaria*.

Des deux espèces éocènes de *Streptaria* mentionnées par G. A. Cooper : *S. streptimorpha* COOPER de Cuba et *S. eocomplanata* (SACCO) d'Italie, c'est *S. streptimorpha* qui se rapproche le plus de l'espèce d'Arabie. Comparée à *S. streptimorpha*, *S. arabica* montre une coquille un peu plus large, avec une courbure des deux valves légèrement plus grande et, par conséquent, une pente plus forte vers la zone de torsion de la commissure antérieure asymétrique. Autant que l'on puisse voir sur le matériel disponible, qui est peu abondant, cette pente peut avoir une orientation dextre ou sénestre. Dans le cas où l'on observe une légère costulation marginale, celle-ci est située vers la droite de l'observateur, la coquille étant orientée suivant l'usage.

Il existe des espèces appartenant aux deux genres *Streptaria* et *Erymnaria* dans l'Éocène de Cuba et dans celui d'Italie. La nouvelle détermination du matériel d'Arabie n'infirme pas les conclusions qui ont été tirées de sa présence dans cette région.

Super-famille **Terebratulaceae** ALLAN 1940.
Famille **Megathyridae** ALLAN 1940.

Genre *Argyrotheca* DALL 1900.

Argyrotheca zenobiae nov. sp.

Pl. IV, fig. 6, 9, 12, 14, 15.

HOLOTYPE. — Exemplaire figuré Pl. IV, fig. 6, 9, 15, du Burdigalien (Miocène) du Jebel Abiad, Syrie (lat. : 34°45' N; long. : 38°05' E), à environ 30 km au NW de Palmyre. Enregistré sous le n° BB 21052.

PARATYPES. — Les exemplaires figurés Pl. IV, fig. 12, 14, et un autre, du même gisement et du même horizon. Enregistrés sous les n°s BB 21053, 54, 55.

AUTRE MATÉRIEL. — Deux exemplaires du même gisement. Trois exemplaires du Burdigalien du Jebel Tyas, Syrie [Dubertret, 1933, p. 88].

DESCRIPTION. — Coquille d'environ 2 mm de long, 2 mm de large et 1 mm d'épaisseur; forme biconvexe, à contour arrondi et section transversale rectangulaire; area large, basse et

triangulaire. Ligne d'articulation mégathyride, area faisant un angle d'environ 45° avec le plan de séparation des valves. Ouverture pédonculaire médiane, assez grande, triangulaire (presque équilatérale), bordée par des plaques deltidiales étroites et des saillies proéminentes de la charnière. Valve dorsale avec une convexité maximale un peu en avant de l'umbo. Sillons larges et peu profonds se développant des deux côtés de la valve, en avant de la ligne d'articulation. La convexité médiane principale est interrompue par un autre sillon, peu profond, prenant naissance plus bas que les deux sillons latéraux. Ce sillon de position médiane produit un faible abaissement de la commissure antérieure. Valve ventrale comportant huit côtes peu marquées, séparées les unes des autres par des sillons peu profonds. Ceux-ci forment, à la commissure antérieure, de très faibles plis opposés, qui se superposent au léger abaissement (plissement alternant) dû au sillon dorsal. La structure interne n'a pas été observée, mais un fort septum médian est visible par transparence sur l'un des spécimens.

REMARQUES. — La série du Jebel Abiad a été brièvement décrite par L. Dubertret [1933, p. 87]. Les Brachiopodes proviennent d'un niveau proche, légèrement plus élevé, dont l'âge a été défini comme Burdigalien, d'après les Foraminifères, par F. R. S. Henson dans un rapport inédit.

Ces petits Brachiopodes sont une nouvelle addition aux nombreuses espèces d'*Argyrotheca* déjà connues dans le Tertiaire méditerranéen. Ils sont très voisins d'*A. eolaevicostata* (Sacco) de l'Éocène d'Italie [Sacco, 1902] qui existe aussi à l'Oligocène. L'ornementation est encore moins marquée que dans cette espèce, dont *A. zenobiae* pourrait tirer son origine. *A. costulata* (DAVIDSON non SEGUENZA) du Miocène d'Italie [Davidson, 1870; Seguenza, 1867] et *A. interponens* (DREGER) du Miocène d'Autriche et de Rhodes (Méditerranée orientale) [Dreger, 1888] sont des formes comparables, mais non identiques. *A. zenobiae* a aussi été observée dans l'Aquitainien de Lybie.

Un spécimen, non adulte, de 0,8 mm de diamètre, montre que la coquille, à l'état très jeune, est ovoïde et fortement biconvexe. Ce stade se manifeste chez l'adulte par la convexité antérieure de l'umbo de la valve dorsale. La coquille de 0,8 mm, a un contour arrondi et, à ce stade, il apparaît un début de plissement (Pl. IV, fig. 12).

Quoique le plissement des valves dorsale et

ventrale de la forme adulte soit décrit comme étant différent, de vagues traces de chaque sorte apparaissent sur la valve opposée, expliquant ainsi la commissure qui montre des éléments opposés et alternants. Ce phénomène a été noté dans d'autres espèces d'*Argyrotheca*.

Famille **Kraussinidae** ALLAN 1940.

Sous-famille **Megerliinae** MUIR-WOOD 1955.

Genre ***Megerlia*** KING 1850.

***Megerlia truncata* (LINNÉ).**

Pl. IV, fig. 1-3.

REMARQUES. — Cet exemplaire d'une espèce commune de Brachiopodes provient du Pliocène du port de Lattaquié, Syrie. Il a été signalé de ce lieu comme pléistocène [Dubertret, Vautrin et Keller, 1937, pp. 106 et 109], mais F. Roman [1940, p. 381], puis J. Bourcart [1941, p. 222-223] ont corrigé cette attribution en Pliocène (Plaisancien).

Megerlia truncata (*Mühlfeldtia* auct.; voir G. Cooper et H. M. Muir-Wood [1951]) est largement représentée dans les mers actuelles : dans la Méditerranée et dans l'Atlantique nord-oriental, de l'Afrique à la Bretagne [Fischer et Oehlert, 1891]. Dans la Méditerranée orientale (mer Égée), elle a été récemment récoltée en assez grande abondance [Péres et Picard, 1958]. Elle a été aussi récoltée par J. W. Jackson [1921] dans le golfe Persique, de l'autre côté du Moyen-Orient, où on peut la considérer comme une espèce relique, survivance d'un sillon marin transverse tertiaire. La forme très voisine *Pantellaria* a, elle aussi, une aire de

répartition discontinue et encore plus large [Thomson, 1927; Elliott, 1951].

Dans le Tertiaire récent du bassin méditerranéen, notamment en Italie, on observe différentes variétés de l'espèce, se distinguant par la taille, la convexité et l'ornementation. Elles n'ont pas encore été complètement étudiées et leurs variations pourraient, au moins en partie, ne pas être attribuées au polymorphisme dû à la fixation, cela, quoique aient pu dire divers auteurs [Fischer et Oehlert, 1891] sur la variabilité de la forme de la coquille dans les espèces actuelles. La forme miocène *M. oblita* (MICHELOTI) est probablement l'ancêtre de ces espèces. Elle diffère, dans des exemplaires typiques, par des valves à ornementation concentrique et lamelleuse, la plus grande partie de la surface, sauf les oreillettes de la valve dorsale, étant dépourvue de la fine ornementation radiale de *M. truncata*, quoique des aspérités dispersées soient présentes.

Le spécimen de Lattaquié est intéressant parce qu'il est comparable, par la forme, la taille et l'ornementation, aux spécimens actuels, symétriques, à ligne d'articulation rectiligne, de l'Atlantique et de la Méditerranée. Il diffère de certains exemplaires d'Italie de même âge, et ne peut être également rapporté à *M. oblita*, dont l'exemplaire du Miocène de Syrie a été vu par l'auteur mais qui, malheureusement, n'est pas disponible pour une description. Il est évident que la forme typique de *M. truncata* (cf. T. Davidson [1887, pl. 19, fig. 11]) à ligne d'articulation allongée et à ornementation finement radiale existait dès le Plaisancien. La distinction, si elle existe, des variétés locales d'après la forme des coquilles, conséquence de la fixation et du milieu, est une source de difficultés dans l'étude de ces différents genres de Brachiopodes.

Bibliographie sommaire.

- BOURCART J. (1941). — Recherches stratigraphiques sur le Pliocène et le Quaternaire du Levant. *B. S. S. G.*, (5), X, p. 207-230.
- COOPER G. A. (1959). — Genera of tertiary and recent Rhynchonelloid Brachiopods. *Smithsonian Misc. Coll.*, vol. CXXXIX (5).
- COOPER G. A. et MUIR-WOOD H. M. (1951). — Brachiopod homonyms. *Journ. Washington Ac. Sc.*, vol. XLI (6), p. 195-196.
- DAVIDSON T. (1870). — On Italian tertiary Brachiopods, pt. 2. *Geol. Mag.*, vol. VII, p. 399-408.
- (1887). — A monograph of recent Brachiopoda, pt. 2. *Trans. linn. Soc. London*, ser. Zool., vol. IV.
- DREGER J. (1888). — Die tertiären Brachiopoden des Wiener Beckens. *Beitr. Paläont. Geol. Öst.-Ung.*, Bd VII (1), p. 179-192.
- DUBERTRET L. (1933). — Le Djebel Bichri. *Notes Hist. Comm. Syrie*, t. 1, p. 75-99.
- DUBERTRET L., VAUTRIN H. et KELLER A. (1937). — Stratigraphie du Pliocène et du Quaternaire de la région de Lattaquié. *Ibid.*, t. II, p. 98-110.

- ELLIOTT G. F. (1951). — On the geographical distribution of terebratuloid Brachiopods. *Ann. Mag. nat. Hist.*, ser. 12, vol. IV, p. 305-34.
- (1956). — On tertiary transarctic Brachiopod migration. *Ibid.*, ser. 12, vol. IX, p. 280-286.
- FISCHER P. et OEHLERT D. (1891). — Brachiopodes ; Expéditions scientifiques du « Travailleur » et du « Talisman », 1880-1883. Paris.
- JACKSON J. W. (1921). — On the occurrence of lusitanian Brachiopods in the Persian Gulf. *Ann. Mag. nat. Hist.*, ser. 9, vol. VII, p. 40-49.
- MUIR-WOOD H. M. (1955). — A history of the classification of the phylum Brachiopoda. Londres, Publ. Brit. Mus. (Nat. Hist.).
- PERÈS J. M. et PICARD J. (1958). — Recherches sur les peuplements benthiques de la Méditerranée nord-orientale. *Ann. Inst. océanogr. Monaco*, t. XXXIV, p. 213-291.
- ROMAN F. (1940). — Liste raisonnée des faunes du Pliocène et du Miocène de Syrie et du Liban. *Notes III-Comm. Syrie*, t. III, p. 353-399.
- SACCO F. (1902). — I brachiopodi dei terreni terziarii del Piemonte e della Liguria. Torino.
- SEGUENZA G. (1867). — Intorno di brachiopodi miocenici delle provincie Piemontesi. *Ann. Ac. Asp. nat. Napoli*, ser. 3, vol. VI, p. 53-67.
- THOMSON J. A. (1927). — Brachiopod morphology and genera (Recent and Tertiary). *New Zealand Board Sc. and Art, manual*, n° 7.

LÉGENDE DE LA PLANCHE IV.

FIG. 1 à 3. — *Megerlia truncata* (LINNÉ). Pliocène (Plaisancien), port de Lattaquié, Syrie. Vues dorsale, antérieure et ventrale. $\times 2,5$. British Museum (Natural History), Dept. Paleont., n° BB 21800.

FIG. 4, 5, 7, 8, 10, 11, 13 et 16. — *Streptaria arabica* nov. sp. Éocène, Duqqam, Arabie SE. $\times 2,5$ sauf 16 $\times 10$.

4 : paratype, n° BB 21801. — 5, 8, 11 et 16 : holotype, vues dorsale, ventrale et antérieure, foramen et area, n° BB 21058. — 7, 10 et 13 : paratype, vues dorsale ventrale et antérieure, n° BB 21059.

FIG. 6, 9, 12, 14 et 15. — *Argyrotheca zenobiae* nov. sp. Miocène (Burdigalien), Jebel Abiad, Syrie.

6, 9 et 15 : holotype, vues dorsale, ventrale et antérieure, $\times 20$, n° BB 21052. — 12 : paratype, vue dorsale d'échantillon jeune, $\times 50$, n° BB 21055. — 14 : paratype, vue ventrale, $\times 20$, n° BB 21054.

Le Trias du Jura, de la Bresse, de la plaine de la Saône et de la bordure nord du Massif central

(Note préliminaire)

par Jean RICOUR, Octave HORON et Georges LIENHARDT*.

Sommaire. — Le Trias du Jura se raccorde parfaitement à celui de la plaine d'Alsace. Il ne diffère de la série de Lorraine que par une diminution de l'épaisseur du Trias inférieur qui est probablement due à une lacune du Grès vosgien. La série triasique subit peu de variation du Nord au Sud de la chaîne du Jura. Vers l'Ouest, la plupart des niveaux caractéristiques disparaissent avant la bordure occidentale de la plaine de la Saône. Il semble toutefois que le Keuper se soit largement étendu, au S du Morvan émergé, par la dépression hercynienne de Blanzky-Le Creusot. A l'W de La Châtre, certaines formations d'argile bariolée attribuées au Trias appartiennent en réalité au Lias.

Dans deux notes antérieures, l'un de nous [Ricour, 1957 et 1959] a décrit le Trias du bassin de Paris et de la plaine d'Alsace tel qu'il nous est apparu à la lumière de renseignements fournis par des forages profonds exécutés récemment dans ces régions. Le présent travail a pour but de décrire sommairement l'évolution vers le Sud des séries précédemment étudiées. Une étude plus détaillée fera l'objet d'une publication ultérieure.

Nous apporterons tout d'abord une rectification au tracé des limites de faciès présenté en 1959. En effet, les résultats fournis depuis par les sondages de Fraignot, Chaume et Croyer, s'ajoutant à ceux de Silvarouvres, nous permettent de supposer que l'interprétation de la coupe du sondage de Brion-sur-Ource,

fournie par De Launay en 1919, est erronée. Cet auteur y a signalé, entre 442 et 472 m, un Muschelkalk « dolomitique ». Cet étage n'existant ni à Silvarouvres ni à Fraignot, nous avons de bonnes raisons de supposer que ce sont des dolomies du Keuper supérieur et moyen que De Launay a interprétées comme appartenant au Muschelkalk. Il lui était en effet difficilement concevable, étant données les hypothèses en valeur à cette époque, que les dépôts du Keuper fussent transgressifs sur ceux du Muschelkalk. La limite d'extension occidentale de la figure ci-jointe (fig. 1) a donc été reportée vers l'Est. Ce nouveau tracé est plus conforme à l'idée que nous nous faisons, à l'heure actuelle, de la paléogéographie du seuil morvando-vosgien à l'époque triasique.

I. Trias du Jura.

Dans la partie la plus septentrionale du Jura, tous les niveaux du Trias affleurent ; plus au Sud, la série secondaire s'ennevoie progressivement et seul le Keuper apparaît dans le cœur d'anticlinaux. Ce n'est que grâce à des forages profonds que le Trias peut être étudié.

1. JURA SEPTENTRIONAL. — Deux ouvrages profonds, le sondage de Buix (Suisse) et celui de Montbouton (Territoire de Belfort), effectué en 1958 par la Prepa, servent de jalons entre le Trias du Jura et celui d'Alsace. Les

résultats du sondage de Buix ont été publiés en 1924 par C. Schmidt, L. Braun, G. Paltzer, etc. Nous avons été amenés à réviser l'interprétation de ces auteurs pour l'harmoniser avec

*. Note présentée à la séance du 16 mai 1960. Les auteurs remercient les Directeurs des Sociétés qui ont bien voulu laisser utiliser les résultats fournis par leurs travaux : Société pour la prospection et l'exploitation du pétrole en Alsace (Prepa), Société anonyme de recherches et d'exploitation de pétrole (Safrep), Régie autonome des pétroles (R.A.P.), Charbonnages de France ainsi que le Bureau de recherches géologiques et minières (B.R.G.M.).

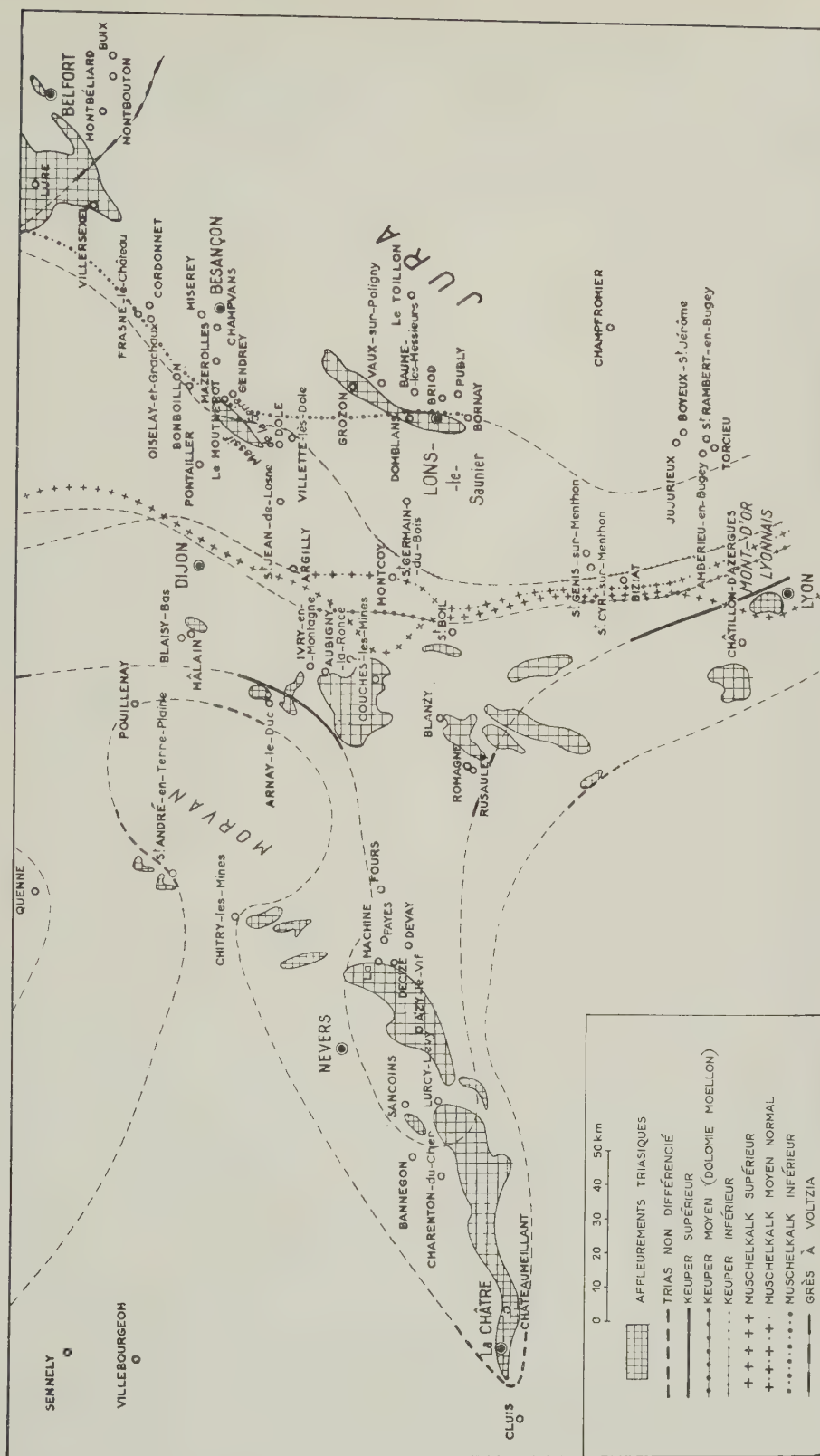


FIG. 1. --- Limites occidentales des divers faciès du Trias à la latitude du Jura.

la nomenclature adoptée à l'heure actuelle [Ricour, 1956].

La coupe de cet ouvrage est résumée ci-après, en donnant par comparaison (chiffres entre parenthèses) les épaisseurs observées au sondage de Montbouton.

KEUPER SUPÉRIEUR = 39,80 m (39 m).
KEUPER MOYEN = 41 m (21,5 m) :
Dolomie moellon = 8 m (12 m) ;
Marnes bariolées = 9,80 m { (9,50 m).
Grès à Roseaux = 23,20 m {
KEUPER INFÉRIEUR = 105 m (97,50 m).
LETTENKOHLE = 23,15 m (24 m).
MUSCHELKALK SUPÉRIEUR = 50,85 m (53 m) :
Calcaires à Térébratules = 11,85 m { (17 m) ;
Couches à Cératites = 16 m
Calcaire à entroques = 23 m (36 m).
MUSCHELKALK MOYEN = 137 m (93 m) :
Calcaires blancs = 5,50 m (6 m) ;
Couches grises (avec sel gemme) et Couches rouges = 131,50 m (87 m).
MUSCHELKALK INFÉRIEUR = 34,60 m (42 m) :
Dolomie à <i>Myophoria orbicularis</i> = 4,20 m (6 m) ;
Wellenkalk et Marnes à <i>Myacites</i> = 28,20 m (30 m) ;
Grès coquillier = 1,60 m (6 m).
TRIAS INFÉRIEUR = 50,15 m (63 m) :
Grès à <i>Voltzia</i> = 18,80 m (19 m) ;
Grès de base = 31,35 m (44 m).

Cette comparaison amène deux remarques :

— l'épaisseur du Grès à Roseaux (Keuper moyen) varie du simple au double entre Buix et Montbouton. Le fait est fréquent, et ces variations d'épaisseur sont liées à la granulométrie de la formation ;

— la différence d'épaisseur du Muschelkalk moyen entre Buix (137) et Montbouton (93) est due à l'épaississement des couches de sel gemme à Buix. Un tel phénomène a déjà été constaté en Alsace [Ricour, 1957].

En dehors de ces variations, les caractères lithologiques sont identiques de part et d'autre et conformes aux observations faites en Alsace.

Le Keuper supérieur est pauvre en anhydrite ; le sel gemme est absent du Keuper inférieur mais abondant dans le Muschelkalk moyen ; le Trias inférieur est moins épais qu'en haute Alsace (80 m à Hirtzbach) et seul le Grès à *Voltzia* y est différencié : le Grès vosgien y semble très réduit, voire inexistant.

2. MASSIF DE LA SERRE ET SONDAGES PROFONDS ENTRE BESANÇON ET DOLE. — a) *Massif de la Serre*. La présence des trois termes classiques du Trias dans le massif de la Serre a été signalée dès 1837 par Richard et en 1856 par Coquand¹. Le *Keuper supérieur et moyen* étudié à Moisse, au N de la route de Montmirey ($x = 841,70$; $y = 249,75$, et au NE de

ce point), nous est apparu comme identique au Trias supérieur lorrain. La Dolomie moellon et les Marnes irisées supérieures sont bien individualisées.

Le *Keuper inférieur* n'a pu être étudié en surface.

La partie moyenne de la *Lettenkohle* est visible sous un faciès lorrain, sur la route qui descend d'Offlanges vers Montmirey ($x = 841,79$; $y = 250,65$).

Le *Muschelkalk supérieur* comprend deux divisions : au sommet, une dolomie calcareuse à pâte fine, visible à Offlanges sur le sommet de la côte 341 ; à la base, un calcaire à entroques mêlé à un calcaire oolithique visible dans le chemin qui borde au NE la côte précédente.

Le *Muschelkalk moyen et inférieur*. Le Muschelkalk moyen est difficilement observable en surface. Les Couches grises semblent toutefois affleurer dans le cimetière d'Offlanges. L'un de nous (G. L.) a observé les Couches rouges dans le chemin descendant du Nord-Ouest au Sud-Est à 250 m à l'E du cimetière. Le Muschelkalk inférieur n'a pu être identifié en surface.

Le *Trias inférieur*. Seule une arkose grossière, blanche ou bariolée, affleure. Contrairement aux faits relatés par les anciens auteurs, aucun faciès ressemblant au Grès à *Voltzia* n'a été observé.

Les études de surface y ont été confirmées par le résultat de forages profonds effectués récemment par la Safrep aux environs de ces massifs.

b) *Sondages profonds*. Les résultats fournis par ces forages sont résumés dans le tableau 1.

Les ouvrages situés dans la région de Besançon ont rencontré une série triasique qui présente de nombreuses analogies avec celle des forages de Montbouton et du Sud de l'Alsace, à cette seule différence près que le grès de base de la série ne peut plus être différencié en Grès à *Voltzia* et Grès vosgien. Par contre, au Nord, au Nord-Ouest et à l'Ouest, certains niveaux diminuent d'épaisseur, subissent des variations de faciès et même disparaissent. Ces variations indiquent l'approche du rivage de la mer triasique.

La limite d'extension des divers niveaux de cette série a été définie sur la figure 1 :

— l'épaisseur des *grès de base* décroît vers le Nord, le Nord-Ouest et le Sud-Ouest ;

— le *Muschelkalk inférieur*, bien différencié

1. Voir également les comptes rendus des Réunions extraordinaires de la Société géologique de France de 1885 et 1911.

dans la région de Besançon, disparaît vers le Nord-Ouest; la limite occidentale de son extension, passe à l'W de Frasné, à l'E de Bonboillon et Villette-lès-Dole, mais à l'W de Mazerolles, Le Mouterot et Gendrey;

— le *Muschelkalk moyen* est bien individualisé dans tous les sondages, mais ses caractères distinctifs s'atténuent vers le Nord, le Nord-Ouest et le Sud-Ouest, en même temps que l'épaisseur de la formation diminue;

	LE MOUTHEROT	BONBOILLON	VILLETTE-LÈS-DOLE	GENDREY 1	MISEREY	MAZEROLLES 1	CHAMPVANS	CORDONNET	FRASNE	PONTAILLER	OISELAY
Marnes irisées supérieures.....	50	44	48	45	51	51	56	44	43	32	40
Dolomie moellon.....	8	11	12	10	12	28	8	10,5	7	8	10
Argile bariolée et Grès à Roseaux.....	13	14	10	14	8		13	12	10	13	12
Marnes irisées inférieures.....	86 ¹	127 ¹	86 ⁴	123 ⁴	78	57 ¹	121 ¹	134 ¹	58	58 ⁴	91 ¹
Lettenkohle.....	14	17	20	13	11	21	17	14	29	12	14
Calc. et dolomie : Couches à Cératites...	32	27 ³	45	57	53	62	57	51	31 ³	45	54
Calcaire à entroques.....	11										
Calcaires blancs.....	10	12		4	11			3	3		6,5
Couches grises.....	39			68,5	98 ¹	81	75 ⁴	93 ¹		30	66 ⁴
Couches rouges.....	34	28	30						66 ³		
Dolomie à <i>Myophoria orbicularis</i>	4			2,5	22	14	3	5		9	2,5
Reste du Muschelkalk inférieur.....	6 ²			11 ²			19	17			18,5
Grès de base.....	43,5	36	40	46	63	55	57	42 ⁵	6	5	42
Total.....	350,5	316	291	394	407	369	426		253	212	356,5

TABLEAU 1. — Épaisseurs en mètres des divers niveaux du Trias rencontrés par les sondages de la Safrep entre Besançon et Dôle.

1 : avec sel gemme massif ; 2 : faciès anormalement gréseux ; 3 : faille probable ; 4 : pas de sel gemme massif mais argile salifère ; 5 : base non atteinte.

— le *Muschelkalk supérieur* est partout bien différencié, mais représenté surtout par des faciès calcaire-dolomitiques à l'exclusion des marnes; le Calcaire à entroques n'a pu être distingué de l'ensemble qu'au forage du Mouterot; l'épaisseur de la formation ne subit pas de variation importante dans la région considérée;

— la *Lettenkohle* n'a pu être étudiée que dans de mauvaises conditions;

— le *Keuper* a été rencontré sous des épaisseurs très variables, mais ces irrégularités semblent dues à la tectonique; le sel gemme du Keuper inférieur ne semble pas exister à l'Ouest d'une ligne passant par Bonboillon et Le Mouterot²; l'ensemble du Keuper supérieur ou moyen ne subit pas de variations d'épaisseur ou de faciès notables dans la région étudiée.

Conclusion. Ces observations permettent de supposer que le *Muschelkalk* moyen et tous les niveaux postérieurs ont largement recouvert le seuil morvando-vosgien, comme le laissait également prévoir l'étude du bassin de Paris [Ricour, 1959].

3. RÉGION DE LONS-LE-SAUNIER. — Les résultats fournis par les sondages de la région de Lons-le-Saunier ont déjà été publiés [Bonte, Goguel, etc., 1953; Ricour, 1953].

La série triasique de Lons-le-Saunier est identique à celle de la région de Besançon. Le grès de base n'y comporte aucun niveau assimilable au Grès à *Voltzia* ou au Grès vosgien. La limite occidentale d'extension du *Muschelkalk* inférieur semble bien passer par Lons-le-Saunier, alors que les niveaux plus récents ne présentent aucun indice de variation de faciès ou d'épaisseur susceptible d'indiquer la proximité du rivage.

4. JURA MÉRIDIONAL. — Dans le Jura méridional, seul le Keuper supérieur est connu à l'affleurement (Champfromier). Il est identique à celui de Lorraine.

D'autre part, à la suite d'une étude réalisée en collaboration avec M. Thorat, nous avons admis [Thorat et Ricour, 1950] que deux des niveaux rencontrés par le sondage de Torcieu, et que les anciens auteurs ont classé dans le *Muschelkalk*, appartiennent en réalité au Jurassique. Il est donc difficile d'accorder du crédit au résultat de cet ouvrage, car il est fort possible que tous les niveaux attribués au *Muschelkalk* appartiennent au Jurassique. Il n'est toutefois pas

démonstré que le *Muschelkalk* n'existe pas dans les couches plus profondes situées au-dessous du plan de charriage.

CONCLUSIONS — Dans la partie septentrionale du Jura, le Trias présente les mêmes caractères qu'en Lorraine et en Alsace. Seul le Trias inférieur y est moins épais. Il semble que cette réduction de puissance soit due à l'absence du Grès vosgien.

En Franche-Comté, ce caractère s'accroît et le Grès à *Voltzia* disparaît à son tour. Le Trias inférieur n'est plus formé que d'une série gréseuse relativement homogène, dans laquelle aucune subdivision n'a été faite. Le *Muschelkalk* moyen et supérieur, quoique réduit, semble bien avoir recouvert le détroit morvando-vosgien, contrairement aux assises triasiques plus anciennes (voir fig. 1). Il en est de même pour le *Muschelkalk* supérieur et le Keuper.

Le Trias de la région de Lons-le-Saunier présente les mêmes caractères que celui de Franche-Comté. Il semble que les niveaux marins du *Muschelkalk* inférieur ne dépassent guère, vers l'Ouest, une ligne passant par Lons-le-Saunier et le massif de la Serre.

Dans le Sud du Jura, seul le Keuper supérieur a été reconnu. Les coupes de sondages dont nous disposons à l'heure actuelle ne nous donnent pas de renseignements précis sur les séries antérieures à ce niveau. Nous ignorons notamment si le *Muschelkalk* existait dans cette région.

Enfin, nous n'avons aucune indication sur ce que devient le Trias vers le haut Jura, c'est-à-dire vers l'Est, où il serait susceptible, soit d'acquiescer une plus forte épaisseur et des caractères marins plus accusés, soit de se réduire à l'approche de l'hypothétique « chaîne vindélicienne ». Le forage de Laveron n° 1 (comm. de Mignonnivillard), exécuté en 1959 par la Prepa à 20 km au SW de Pontarlier, a rencontré une série identique à celles de la région de Lons-le-Saunier, à cette seule différence près que le *Muschelkalk* moyen contient du sel gemme.

En Suisse, des informations très intéressantes ont été fournies récemment par M. R. Trümpy³.

2. Le sel gemme n'a pas été signalé au forage de Frasné. Toutefois, comme de la polyhalite y a été observée dans le Keuper inférieur, nous pensons que cet étage renferme encore du sel gemme dans la région de Frasné, mais que celui-ci y a été dissous, ou supprimé par un accident tectonique.

3. En cours de publication dans les *Eclogae geologicae Helveticae*.

II. Trias de la Bresse et de la plaine de la Saône.

Dans ces régions, plusieurs sondages profonds effectués par la Prepa et la R.A.P. ont atteint le Trias, sous une couverture plus ou moins importante de formations tertiaires et secondaires. Les coupes qu'ils ont fournies ont été reportées sur le tableau 2.

Ce tableau nous permet de faire d'emblée deux constatations :

— la série triasique de la plaine de la Saône et de la Bresse a une épaisseur réduite ;

— cette diminution affecte presque tous les niveaux du Trias, et non *uniquement* les plus

		ARGILLY	SAINT-CYR (Br 2)	SAINT-GENIS (Br 104)	BIZIAT (Br 103)	MONTCOY	SAINT-JEAN- DE-LOSNE	SAINT-GERMAIN- DU-BOIS
Keuper	Marnes irisées supérieures.	25	19 ³	45	39 ?	31	35	65
	Dolomie moellon	13		6,5	5 ?	12	11	8
	Argile bariolée et Grès à Roseaux ...	5		73 ⁴	62	57	10	12
	Marnes irisées inférieures.	50					48	134
Lettenkohle.		17	21	56,5 ¹	18	8	14	
Muschelkalk	Couches à Cératites	18 ¹	17		23	25	55	23
	Calcaire à entroques.	14 ²	11		18	12	37	51
	Calcaires blancs.							
	Couches grises							
	Couches rouges.					14		
	Muschelkalk inférieur.					10	8	
Grès de base.		19	11	23,5	14		50	
Total		161	89	204,5	165	165	212	357

TABEAU 2. — Épaisseurs en mètres des divers niveaux du Trias traversés par les sondages des plaines de Bresse et de la Saône.

1 : faciès argilo-dolomitique ; 2 : faciès argilo-gréseux ; 3 : réduction tectonique probable ; 4 : avec sel gemme massif.

21 décembre 1960.

Bull. Soc. Géol. Fr. (7), II. — 11

anciens comme cela se passe dans le bassin de Paris; ce sont, toutefois, les plus anciens qui sont les plus affectés.

Remarquons par ailleurs que si l'épaisseur totale des niveaux attribués au Trias au forage de Saint-Cyr n'est que de 89 m, nous avons de bonnes raisons de croire à une réduction par faille de l'épaisseur du Keuper dans cet ouvrage.

Grès de base. Ils ont une épaisseur variable mais faible (8 à 50 m). L'aspect de ces grès est divers, mais toujours différent des faciès du Grès à *Voltzia* et du Grès vosgien. Il est difficile d'attribuer un âge à ces formations, car le *Muschelkalk inférieur* ne se présente sous son faciès classique qu'au forage de Saint-Cyr. Les niveaux gréseux ne représentent donc certainement pas l'ensemble du Trias inférieur, mais comprennent fort probablement la base du *Muschelkalk*.

Muschelkalk moyen. Aux sondages de Saint-Cyr et de Saint-Germain-du-Bois, le *Muschelkalk* moyen présente le faciès classique des Couches grises, avec anhydrite. Au contraire, à Argilly, Biziat et Saint-Genis, cet étage n'est plus représenté que par des argiles gréseuses, et il devient difficile de le différencier du *Muschelkalk inférieur* et même des grès de base.

Muschelkalk supérieur. Seul le forage de Saint-Jean-de-Losne, le plus oriental, a reconnu un *Muschelkalk* supérieur d'épaisseur comparable à celle du même étage dans le Jura. Vers l'Ouest, l'épaisseur de la formation diminue et son faciès se charge d'argile et de grès. A Montcoy par exemple, l'étage est envahi par des niveaux argileux dolomitiques et anhydritiques qui d'habitude caractérisent le *Muschelkalk* moyen. Notre attribution est fondée sur la présence, au sein de cette série, d'un banc de dolomie gréseuse (1 m d'épaisseur) à grandes entroques. Ces fossiles sont d'ailleurs les seuls qui aient été trouvés dans les niveaux attribués ici au *Muschelkalk* supérieur.

Lettenkohle. Nous avons classé dans la *Lettenkohle* des terrains dont l'épaisseur varie de 21 à 14 m et qui comprennent de l'argile, de la dolomie, de la pélite et de l'anhydrite. Ces formations sont caractérisées par leur position : au toit des séries calcaro-dolomitiques attribuées

au *Muschelkalk*; au mur du Keuper beaucoup moins riche en carbonate. Elles contiennent des *Estheria* et des écailles de Poissons. A Argilly et à Saint-Germain-du-Bois, la Dolomie-limite a pu être différenciée.

Keuper. Grâce à la présence de niveaux qui, de toute évidence, doivent être attribués à la Dolomie moellon du Keuper moyen, des terrains assimilables au Keuper inférieur peuvent être différenciés. La limite entre Grès à Roseaux et Keuper inférieur est souvent difficile à définir.

Le Keuper inférieur ne contient du sel gemme qu'à Saint-Genis et à Saint-Germain-du-Bois.

La Dolomie moellon est bien individualisée dans la plupart des sondages. Le Grès à Roseaux, par contre, n'a été différencié que dans trois des ouvrages.

Le Keuper supérieur se présente, dans chacun des ouvrages étudiés, sous les faciès classiques des marnes verte et rouge à cassure conchoïdale, à tons très délavés dans leur partie supérieure. A la partie inférieure, des bancs de dolomie et d'anhydrite s'intercalent dans ces formations dont l'épaisseur varie de 65 à 25 m.

La limite supérieure du Keuper est en général nette et soulignée par un banc de grès fin à vermiculures, qui représente probablement la base du *Lias*.

CONCLUSIONS. — La série triasique de Bresse est donc fort semblable à celle du Jura. Le *Muschelkalk* inférieur n'y est toutefois plus différencié; le *Muschelkalk* moyen y est réduit à l'Ouest et partiellement envahi par des faciès gréseux. Il en est de même, dans certains cas, pour le *Muschelkalk* supérieur. Seuls les faciès du Keuper restent inchangés.

L'épaisseur totale des formations triasiques est réduite. Cette diminution est due à un amincissement général de tous les niveaux, les plus anciens étant les plus affectés.

Le forage de Saint-Germain-du-Bois a recoupé une série triasique deux fois plus épaisse que celle de Montcoy. Il semble que ce forage jalonne un bras de mer qui, nous le verrons, se détachait de la région du Jura pour s'avancer très loin vers l'Ouest à travers la dépression de Blanzay-Le Creusot.

III. Bordure du Morvan.

1. AU NW DU MORVAN, des travaux effectués par le B. R. G. G. M. dans la région de Chitry-les-Mines et de Saint-André-en-Terre-Plaine

ont montré [Lefavrais, Burnol et Horon, 1956] que l'Hettangien et le Rhétien y sont directement transgressifs sur le socle.

2. AU NE DU MASSIF, par contre, des niveaux assimilables au Trias, quoique peu épais, existent à Pouillenay (22 m) et à Mâlain (65 m). La présence de gypse et le faciès des Marnes irisées nous incitent à rapprocher du Keuper l'ensemble de la formation.

3. AU SE DU MORVAN, coïncidant avec l'alignement des bassins permo-carbonifères d'Autun, de Blanzay et du Creusot, le Trias se développe largement, et il semble bien qu'il se soit déposé d'une façon continue de la Bourgogne au Nivernais.

Dans la région d'Arnay-le-Duc, M. Vuitenez [1955] a montré que des dépôts compris entre le socle cristallin et le Rhétien bien daté, donc probablement triasiques, s'amincissent du Sud-Est au Nord-Ouest. Il en déduit que la limite d'extension du Trias vers le Morvan doit être proche d'Arnay-le-Duc.

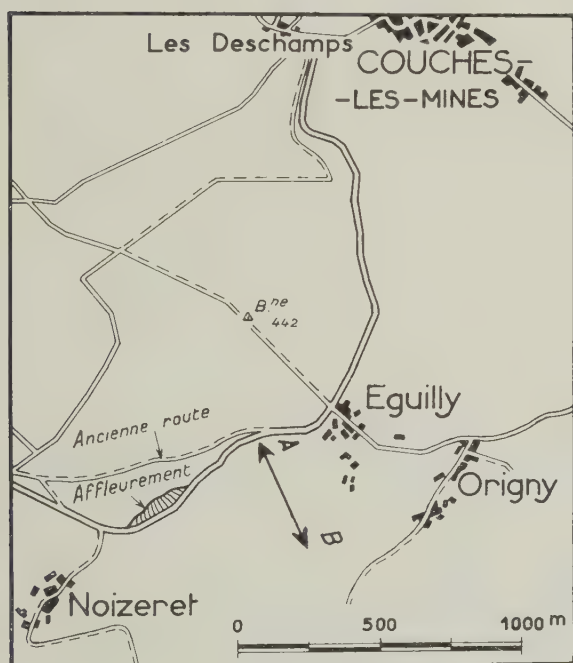


FIG. 2. — Emplacement des affleurements de Trias à Couches-les-Mines. A-B : trace de la coupe de la fig. 3.

Plus au Sud, à Aubigny-la-Ronce, la partie supérieure des formations triasiques semble pouvoir être classée dans le Keuper supérieur. Il est par contre impossible d'assimiler le grès de base à un niveau quelconque du Trias.

Dès 1847, Manès a donné une description détaillée des terrains triasiques de la région de

Couches-les-Mines. En compagnie de MM. Yapaudjian et Ségal, nous avons pu observer une coupe assez complète aux environs du hameau d'Eguilly, à 1 600 m au SSW du clocher de Couches-les-Mines. Cette coupe part du fond du vallon et se termine au raccordement est de l'ancienne et de la nouvelle route du Creusot à Couches-les-Mines (fig. 2). Lors de notre passage, en janvier 1959, les terrains étaient particulièrement visibles, du fait de la pose récente d'une canalisation d'eau le long de l'ancienne route et du défonçage d'une vigne en contrebas de la nouvelle voie (nos 2 à 9 de la fig. 3).

Pour partir d'un niveau stratigraphique bien daté, nous décrirons la coupe de haut en bas.

a) RHÉTIEN ⁴ :

- (1) dans le fossé à l'W de la route, sous le deuxième poteau après la jonction de l'ancienne et de la nouvelle route : schiste argileux noir se débitant en paillettes à faces planes et parallèles, alternant avec un calcaire dolomitique parfois lumachelique bleu foncé s'altérant en jaune ocre et se débitant parfois en plaquettes. A la surface de l'une de celles-ci nous avons observé une empreinte d'*Avicula contorta*.
- (2) grès calcaire gris-vert, à stratification irrégulière et passées de marne verte. Traces de coquilles indéterminables et dents de Poissons..... 0,50 m ⁵
- (3) grès jaune ocre, tendre et calcaire..... 1,50 m
- (4) grès blanc, plus dur, donnant des blocs et s'altérant en ocre 0,80 m
- (5) grès gris à débris végétaux, se débitant en petites plaquettes 0,30 m

Le niveau 1 est bien daté par son faciès et par l'*Avicula contorta* qui y a été trouvée. Le grès situé sous ce niveau est, par analogie de faciès avec d'autres régions, assimilé au grès du Rhétien.

b) KEUPER :

- (6) dolomie marneuse jaune ocre complètement cagneulisée..... 2 m
- (7) marne dolomitique bariolée à teinte rouge foncé dominante ; un peu de vert et de gris ; pas de bancs durs. Cassure conchoïdale..... 2 m
- (8) dolomie jaune ocre très dure, sortie sous forme de blocs par la charrue..... 0,3 m
- (9) ensemble formé d'argiles rouge, verte et grise, à cassure conchoïdale, avec petits bancs de grès et de calcaire blanc saccharoïde, marmoréen, irrégulier 4 m

Ce dernier niveau affleure dans le bas de la vigne fraîchement défoncée. Au-dessous, jusqu'au sommet de la falaise qui forme le niveau 12 (c'est-à-dire sur 30 à 40 m d'épaisseur), le terrain en place n'est visible qu'en quelques points dans le haut des vignes. On y observe :

- (10) argile légèrement gréseuse, verte, dont certains lits sont très riches en pseudomorphoses cubiques. De nombreuses concrétions siliceuses et calcaires

4. Cet étage a été bien décrit par Pellat [1865].

5. Il était assez difficile, dans cette coupe, d'évaluer les épaisseurs.

sont visibles dans les vignes. De telles formations sont connues en Lorraine. Elles représentent les restes de dissolution des bancs gypseux. C'est donc probablement à ce niveau que se place le gypse signalé par Manès et qui a fait autrefois l'objet d'une exploitation intense. 30 à 40 m

c) TERRAINS TRIASIQUES D'ÂGE INDÉTERMINÉ :

- (11) dans le replat situé au-dessus de la falaise qui forme le niveau 12, nous avons observé quelques bancs de marne grise. 2 m ?

- (12) grès à ciment calcaire, en gros bancs contenant quelques minces bancs lenticulaires et peu épais de carbonate. 5 à 6 m

C'est ce banc, parfaitement lisible dans la topographie où il forme une falaise, qui est reporté sur la carte géologique au 80 000^e (feuille de Chalon-sur-Saône) comme équivalent possible du Muschelkalk.

- (13) à la base de la falaise, sur quelques décimètres d'épaisseur, on observe une argile dolomitique verte. 0,5 m

- (14) la base de la coupe est mal dégagée, mais un grès

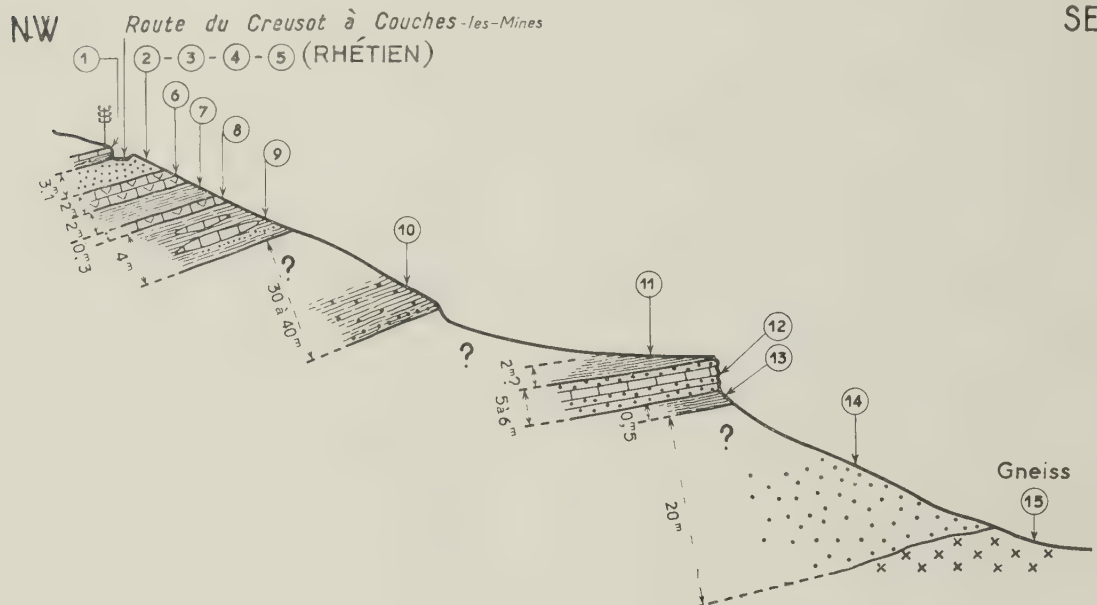


FIG. 3. — Coupe NW-SE passant à 200 m au SW du hameau d'Eguilly.

- arkosique conglomératique est néanmoins visible dans les vignes. env. 20 m
- (15) dans le fond du vallon affleurent des terrains cristallins.

Interprétation. Il est difficile d'attribuer un âge aux formations sédimentaires qui forment la base de la coupe (n^{os} 11 à 14). Le banc à ciment carbonaté peut être un équivalent soit de la Dolomie moellon du Keuper moyen, soit du Muschelkalk. L'existence de pseudomorphoses dans le niveau 10 nous incite plutôt à en faire un équivalent du Keuper inférieur, et par conséquent à assimiler le niveau 11 à la Lettenkohle et le niveau 12 au Muschelkalk supérieur. Les niveaux 13 et 14 seraient dans ce cas les représentants du Muschelkalk moyen et inférieur, et peut-être du Buntsandstein, quoiqu'il soit fort probable que ce dernier niveau ne soit pas représenté dans la région de Couches-les-Mines.

Selon Lemoine [1911, p. 51], Munier-Chalmas [1903, p. 50-51] aurait trouvé des fossiles du Muschelkalk dans le Trias de la région de Chalon-sur-Saône. En nous reportant à la publication originale, nous nous sommes aperçus qu'il s'agissait d'une confusion de Lemoine, mais que néanmoins, dans l'esprit de Munier-Chalmas, le banc de grès calcaire (n^o 12 de notre coupe) était bien un équivalent latéral du Muschelkalk calcaire.

Signalons enfin que les accidents carbonatés signalés dans les niveaux 8 et 9 pourraient être des équivalents de la Dolomie moellon du Keuper moyen.

Conclusion. Le Trias dans la région de Couches-les-Mines comprend les niveaux ci-dessous :

Keuper supérieur et moyen : marne irisée à cassure conchoïdale et bancs de dolomie jaune. 9 m env.
Des niveaux carbonatés pourraient être l'équivalent de la Dolomie moellon.

<i>Keuper inférieur</i> ? : argile à pseudomorphoses et anhydrite	30 à 40 m ?
<i>Lettenkohle</i> : argile grise.....	2 m ?
<i>Muschelkalk supérieur</i> : grès à ciment calcaire et calcaire	5 à 6 m
<i>Base du Muschelkalk et Trias inférieur</i> ? : arkose.	20 m

L'ensemble aurait donc de 65 à 75 m. Il faut toutefois remarquer que cette épaisseur est fort probablement plus faible en surface qu'en profondeur, par suite de la dissolution des niveaux d'anhydrite.

Le banc de grès à ciment calcaire, équivalent possible du Muschelkalk, a une constance remarquable dans la région si l'on en juge par le tracé qu'en donne la carte géologique (feuille de Chalon). Un forage exécuté à Santenay, au siècle dernier, a rencontré, dans une position stratigraphique identique, un « calcaire gris très dur » sous une marne à gypse. La présence de ce banc laisse supposer que la transgression du Muschelkalk s'est avancée dans cette région beaucoup plus loin vers l'Ouest qu'en bordure est du Morvan.

4. AU SUD, dans la région de Blanzay, les travaux de M^{mes} Lefavrais, Grangeon et de MM. Feys et Greber⁶ ont montré que le Trias y a une épaisseur plus réduite qu'à Couches-les-Mines, et que l'anhydrite n'y est pas représentée.

Une marne bariolée dolomitique trouvée sous le Rhétien présente les caractères du *Keuper supérieur*. Le banc dolomitique observé à la partie médiane pourrait être un équivalent du *Muschelkalk supérieur* ou de la Dolomie moellon du *Keuper moyen*.

Les sondages de Romagne et du Rusault qui ont fourni ces précisions sont probablement situés dans une région qui était plus proche

de la limite de l'aire de sédimentation du Trias que celle de Couches-les-Mines.

5. AU SUD-OUEST, le sondage de Fours (Nièvre) (effectué en 1955 par les Charbonnages de France) a recoupé un Trias peu épais (47,60 m), marno-gréseux sans anhydrite, qu'il est impossible de rapprocher d'un niveau particulier.

Dans la région de Decize-La Machine, des formations du sommet du Trias rappellent en tous points celles du *Keuper supérieur* (zone 3 de A. Bonte [1951] dans le Jura). Sous celles-ci les formations marno-gréseuses et gypseuses ne peuvent être attribuées à un niveau précis du Trias. Remarquons simplement qu'un banc gréseux à ciment carbonaté pourrait être considéré comme un équivalent du niveau n° 12 de Couches-les-Mines.

CONCLUSIONS. — Le Trias semble bien présent sur toute la bordure sud du Morvan. Toutefois ce n'est que le faciès de marne irisée à cassure conchoïdale, caractéristique du *Keuper supérieur*, que l'on y retrouve d'une façon continue.

Un banc carbonaté, signalé à Couches-les-Mines, dans les sondages de la région de Blanzay, en affleurement et en sondage dans la région de Decize, pourrait être un équivalent latéral soit du *Keuper moyen* (Dolomie moellon) soit du *Muschelkalk supérieur*.

Ces faits démontrent que la mer triasique formait, tout au moins au *Keuper*, un vaste golfe qui, se détachant de la mer germanique à l'Est, s'étendait vers l'Ouest en passant au Sud du Morvan. Nous verrons que c'est dans ce golfe, qui a dû atteindre la région de Charenton-sur-Cher, qu'ont dû se déposer les formations triasiques connues sur le bord nord de l'actuel Massif central.

IV. Bordure nord du Massif central.

Sur la bordure nord du Massif central, entre le Morvan à l'Est et la région de Chaillac à l'Ouest, les cartes géologiques mentionnent des affleurements triasiques, transgressifs sur le socle et supportant le Jurassique. Ces formations comprennent des niveaux détritiques à la base, et des argiles bariolées rouge et verte au sommet. Nous n'avons pas entrepris un examen complet de ces terrains, mais, au cours de tournées effectuées en compagnie de M. l'abbé Mousterde, nous avons étudié quelques régions d'une façon détaillée.

Nos investigations ont été facilitées par des

travaux de recherches effectués par le Bureau de recherches géologiques et géophysiques [Ricour, 1949]. Ceux-ci nous ont fourni des coupes complètes et fraîches, dans une région généralement pauvre en affleurements.

Dans la partie occidentale (à l'W de La Châtre), le liséré sédimentaire qui borde au Nord le Massif central ne semble comporter que peu de formations triasiques. C'est le point de vue qu'a adopté M. Mousterde dans l'important mémoire qu'il a publié récemment.

6. Rapports B. R. G. G. M. inédits.

Des empreintes végétales ont prouvé [Mouterde et Ricour, 1949] qu'en plusieurs points les formations de grès, argiles verte et rouge attribuées au Trias appartenaient en réalité au Lias transgressif sur le socle. Le Trias pourrait toutefois être représenté, en certains endroits, par une partie des arkoses de base, mais ces formations continentales peuvent également représenter des dépôts beaucoup plus anciens que le Trias.

Dans la région centrale, entre Châteaumeillant et Nevers, les formations comprises entre le socle cristallin et le Lias daté s'épaississent. Il semble bien que le Trias y soit repré-

senté par des formations gypseuses appartenant probablement au *Keuper*. Le gypse y a été recoupé par divers forages (Azy-le-Vif, Sancoins et Bannegon) et exploité à Lurcy-Lévy, mais n'a pas été trouvé dans le sondage de Charenton-sur-Cher. La limite d'extension des dépôts gypseux passe donc entre ces localités et Charenton-sur-Cher.

Nous avons vu qu'au NW du Morvan le Trias ne semble pas exister. De ce fait, les formations de la région de Lurcy-Lévy et Azy-le-Vif doivent se rattacher directement à celles de la dépression Saône-Rhône en passant par la région de Decize.

V. Bordure est du Massif central entre Chalon-sur-Saône et Lyon.

Les affleurements, sur la bordure occidentale de la plaine de la Saône, sont très discontinus car l'érosion a très souvent atteint le socle cristallin et, de plus, les accidents tectoniques sont nombreux et forment un véritable champ de fractures. (Voir Arcelin [1881] pour les terrains triasiques de la région de Mâcon.) Ce n'est qu'au Mont-d'Or lyonnais que le Trias forme d'assez larges affleurements, peu tectonisés, dont l'étude est aisée.

La coupe de cette région peut se résumer de la façon suivante, de haut en bas :

- (3) grès à ciment calcaire donnant des altérations en boule, argile verte en petits bancs, calcaire dolomitique et argileux, brèche à éléments dolomitiques quartzeux et calcaires. Le tout en bancs lenticulaires 45 à 50 m
- (2) calcaire dolomitique rose, riche en grains de quartz ; des passages argileux, des dentrites de manganèse. *Nombreux fossiles* (voir liste plus loin) . . . 9 m max.
- (1) grès, souvent très fin et même quartzitique, à ciment uniquement siliceux, s'altérant difficilement et donnant des arêtes vives ; quelques bancs argileux. Empreintes de *Chirotherium* 25 à 30 m

Seules les couches calcaires de la partie médiane de la série ont fourni des fossiles abondants et caractéristiques. Le grès de base présente, à Saint-Germain, de fréquentes empreintes

de *Chirotherium*, mais ces fossiles ne sont pas caractéristiques.

Nous rappelons les fossiles cités jusqu'ici dans le calcaire dolomitique du Mont-d'Or.

— Par Falsan et Loccard [1866] : *Sargodon* sp., *Saurichtys acuminatus* AG., *S. apicalis* AG., *S. costatus* MUEN Pycnodonte voisin de *Cendrochus* MEY., écailles d'*Amblypterus ornatus* GIEB., *Acrodus minimus* AG., *Thectodus*, (PLIEN.), *Myophoria goldfussi* ALB., *M. vulgaris* SCHLOTH., *M. curvirostris* SCHLOTH., *Avicula laevigata* BRON., *Chemnitzia*.

— Dans la carrière de Castel-Gris (J. Ricour, inédit) : débris de Poissons (2 niveaux), *Myophoria goldfussi* ALB., *Avicula laevigata* BRON., *Lingula* cf. *tenuissima* ?, *Mytilus*. Dans la carrière de Saint-Germain : une piste proche de *Rhizocorallium*.

Dès 1913, Riche avait classé le calcaire dolomitique du Mont-d'Or dans la Lettenkohle. Son opinion était fondée sur la présence de *Myophoria goldfussi*. Il a récemment été rappelé que ce fossile a survécu pendant toute la fin du Trias et, en Lorraine, on le trouve dans tout le Keuper et particulièrement dans le Keuper moyen [Minoux et Ricour, 1946]. Néanmoins, l'association *Myophoria goldfussi* — *Lingula tenuissima* semble confirmer l'attribution de Riche. Notons toutefois que le niveau inférieur de la coupe de Castel-Gris pourrait représenter le sommet du Calcaire à Térébratules.

Conclusion.

Les sondages profonds de la plaine de la Saône et de Bresse nous montrent que la série triasique connue sur la bordure occidentale du Jura s'amenuise assez rapidement vers l'Ouest mais que, contrairement à ce qui a été décrit

dans le bassin de Paris, la réduction d'épaisseur affecte tous les niveaux du Trias et non uniquement les niveaux les plus anciens.

Les dépôts triasiques n'ont pas recouvert le Morvan, où l'Infralias repose directement sur

le socle. Au S de ce massif, par contre, un golfe, probablement bien individualisé uniquement au Trias supérieur, s'étendait de l'actuelle plaine de la Saône au Nivernais en empruntant la dépression hercynienne de Blanzky-Le Creusot. Les dépôts triasiques formés dans ce golfe, qui n'avait probablement pas de liaison avec le bassin de Paris, n'ont pas atteint à l'Ouest la région de Chaillac, où les niveaux hettangiens reposent directement sur le socle. Les faciès de ces dépôts jurassiques sont pourtant voisins de ceux du Trias.

Au S de ce golfe, l'érosion n'a pas laissé de témoins de couches triasiques, qui d'ailleurs n'ont probablement jamais existé.

Entre Chalon-sur-Saône et Lyon, il est impossible d'étudier le Trias en dehors du Mont-d'Or lyonnais, où la Lettenkohle est le premier niveau triasique fossilifère au-dessus d'une vingtaine de mètres de grès de base. Le Trias supérieur est lui aussi très gréseux, ce qui ne permet pas de supposer que, comme dans le bassin de Paris, cet étage ait été largement transgressif vers l'Est, c'est-à-dire, ici, sur le Massif central.

Bibliographie.

- ARCELIN F. (1881). — Explication de la carte géologique des deux cantons de Mâcon (nord et sud). *Ann. Ac. Mâcon*, 2^e sér., t. III, p. 138.
- BONTE A. (1951). — Contribution à la stratigraphie du Keuper du Jura. *B. S. G. F.*, (6), I, p. 319.
- BONTE A., GOGUEL J., GREBER Ch., LAFFITTE P., LIENHARDT G. et RICOUR J. (1953). — Le bassin houiller de Lons-le-Saunier. *Ann. Mines*, n° VI, p. 3-50.
- COQUAND H. (1856). — Mémoire géologique sur l'existence du terrain permien et du représentant du grès vosgien dans le département de Saône-et-Loire et dans les montagnes de la Serre (Jura). *B. S. G. F.*, (2), XIV, p. 13-47.
- DE LAUNAY H. (1919). — L'allure probable du Houiller entre le Plateau central et les Vosges. *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. XIII, n° 138, p. 33.
- FALSAN A. et LOCARD A. (1866). — Monographie géologique du Mont-d'Or lyonnais et de ses dépendances. Lyon, Savy éd., 1 carte géol., 4 pl.
- LEFAVRAIS A., HORON O. et BURNOL L. (1956). — Sur la bordure du Morvan. *Congr. Ass. fr. Avanc. Sc. (A. F. A. S.)*, Dijon (inédit).
- LEMOINE P. (1911). — Géologie du bassin de Paris. Paris, Hermann et fils.
- MOUTERDE R. et RICOUR J. (1949). — Age de la transgression secondaire et nouveaux gisements à plantes de la base du Lias dans le département de l'Indre. *C. R. somm. S. G. F.*, p. 267-268.
- MUNIER-CHALMAS M. (1903). — Notice sur les travaux scientifiques. Lille, Le Bigot frères.
- MANÈS W. (1847). — Statistique minéralogique, géologique et minéralurgique du département de Saône-et-Loire. Mâcon.
- MINOUX G. et RICOUR J. (1946). — Découverte de fossiles dans la Dolomie moellon du Keuper moyen des environs de Mirecourt (Vosges). *B. S. G. F.*, (5), XVI, p. 445-450.
- PELLAT E. (1865). — Sur la zone à *Avicula contorta* et le bone-bed (étage rhoétien) au SE d'Autun, dans les environs de Couches-les-Mines (Saône-et-Loire). *Ibid.*, (2), XXII, p. 546-565.
- RICHARD E. (1837). — Aperçu géognostique sur les environs de Moissy (département du Jura). *Ibid.*, (1), VIII, p. 149.
- RICHE A. (1913). — Révision de la feuille de Lyon au 80 000^e. *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. XXII, n° 133, C. R. Coll. Camp. 1912, p. 134.
- RICOUR J. (1949). — Recherches de houille effectuées en 1948 par le B. R. G. G. et l'Association minière de Montgivray. Rapport B. R. G. G. A 173.
- (1953). — Note préliminaire sur le Trias de la région de Lons-le-Saunier (Jura). *C. R. somm.* p. 339.
- (1956). — Trias. In *Lexique stratigraphique international*, vol. I, fasc. 4 a III. Paris, Centre nat. Rech. scient.
- (1957). — Le Trias de la plaine d'Alsace à la lumière de sondages profonds. Note préliminaire. *C. R. somm. S. G. F.*, p. 232.
- (1959). — Stratigraphie du Trias du bassin de Paris. *B. S. G. F.*, (7), I, p. 3-12.
- SCHMIDT C., BRAUN L., PALTZER G., MUEHLBERG M., CHRIST P. et JACOB F. (1924). — Die Bohrungen von Buix bei Pruntrut und Allschwil bei Basel. *Mat. Géol. Suisse*, sér. géotechnique, A, n° 10.
- THORAL M. et RICOUR J. (1950). — Examen de quelques échantillons provenant du sondage de Torcieu (Ain) et conservés au laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Lyon. *C. R. somm. S. G. F.*, p. 249-251.
- VUITTENEZ H. (1955). — Étude régionale et commentaire de la carte géologique de la région d'Arnay-le-Duc. Dipl. Ét. sup.

Stratigraphie de la Lettenkohle dans la région de Lons-le-Saunier (Jura)

par Henri GUDEFIN*.

Sommaire. — Les sondages profonds effectués aux environs de Lons-le-Saunier pour la reconnaissance du gisement houiller¹ ont pour la plupart recoupé la Lettenkohle. Nombre d'entre eux ont mis en évidence, dans cette formation, des indices d'hydrocarbures. Ceux-ci ont justifié des essais de débit, dont plusieurs ont été productifs soit en gaz naturel (Revigny, Perrigny 1, Perrigny 2, Courbouzon, Lons 3), soit en huile légère (Briod 1).

Les coupes relevées dans plusieurs de ces sondages permettent d'apporter quelques précisions sur la stratigraphie régionale de la Lettenkohle.

GÉNÉRALITÉS. — Des observations précises ont pu être effectuées sur la Lettenkohle de trois sondages : Briod 1, Briod 2 et Publy 1, implantés sur le premier plateau du Jura, à l'E de Lons-le-Saunier (fig. 1).

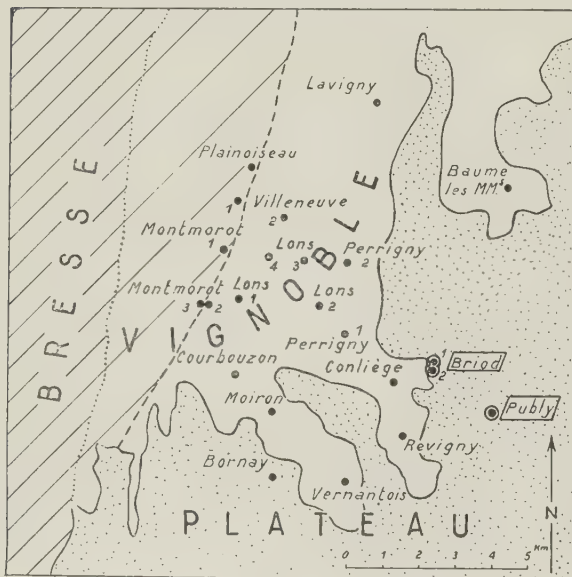


FIG. 1. — Emplacement des sondages.

La stratification de cet étage y est régulière, à l'encontre de ce qui a pu être observé dans les sondages de la zone du Vignoble, où la Lettenkohle, lorsqu'elle n'est pas laminée ou sup-

primée par le cisaillement du charriage², est généralement incomplète, tectoniquement réduite ou tout au moins disloquée par cet accident.

On retrouve souvent, dans les sondages du Vignoble, des caractères communs et des analogies de faciès entre les séries attribuées à la Lettenkohle, mais il n'y a plus d'identité quant à l'épaisseur des niveaux, ni surtout quant à leur position et à leur succession. Les coupes dans le Vignoble n'ont pas permis, par exemple, de distinguer deux bancs superposés de Dolomie à indices d'hydrocarbures. Les couches sus- et sous-jacentes à ces niveaux dolomitiques n'y présentent, d'un sondage à l'autre, ni même aspect ni même épaisseur, ou encore ne s'y rencontrent plus. Ainsi au sondage de Courbouzon, le niveau de Dolomie qui a donné du gaz naturel (et qui correspond sans doute au banc supérieur de dolomie à indices) se situe immédiatement au contact des Marnes au mur du sel.

Il convient de préciser que l'irrégularité des

* Note présentée le 16 mai 1960 avec l'autorisation du Bureau de recherches géologiques et minières (B.R.G.M.).

1. BONTÉ A., GOGUEL J., GREBER Ch., LAFFITTE P., LIENHARDT G. et RICOUR J. (1953) : Le bassin houiller de Lons-le-Saunier. *Ann. Mines*, 142^e ann., n° VI, p. 3-50, et *Publ. B. R. G. M.*, n° 10.

2. MICHEL P., APPERT G., LAVIGNE J., LEFAVRAIS A., BONTÉ A., LIENHARDT G. et RICOUR J. (1953) : Le contact Jura-Bresse dans la région de Lons-le-Saunier. *B. S. G. F.*, (6), III, p. 593-611. — LEFAVRAIS A., LIENHARDT G., MONOMAKHOFF C. et RICOUR J. (1957) : Données nouvelles sur le chevauchement de la bordure du Jura sur la Bresse dans la région de Lons-le-Saunier (Jura). *Ibid.*, (6), VII, p. 1157-1166.

séries du Vignoble ne paraît pas devoir être imputable à la sédimentation mais bien plutôt à la tectonique, comme le prouvent les formations bréchiques fréquentes dans cette zone.

Il est à remarquer que pour tous les sondages du Vignoble, hormis ceux implantés à sa limite ouest (c'est-à-dire en bordure de la faille stam-pienne de la Bresse) pour lesquels la Lettenkohle est « escamotée », le plan de charriage se situe au voisinage de cet étage (cote — 15 — 30).

En opposition, dans les sondages du premier plateau jalonnant la limite est du secteur jusqu'alors prospecté pour le Carbonifère, le toit de la Lettenkohle se situe au minimum à — 146 m (Briod 1). Il atteint — 226,70 à Publy. C'est vraisemblablement sa position plus éloignée du plan de charriage qui a protégé la Lettenkohle des effets tectoniques qui affectent ici surtout le Keuper. Il a de ce fait été possible de relever une série stratigraphique précise, valable aussi bien pour Publy 1 que pour Briod 2. L'analogie vaut également pour Briod 1, jusqu'au sommet des Pérites intercalaires où ce sondage a été arrêté.

STRATIGRAPHIE. — La série stratigraphique étant tirée directement des coupes de sondage,

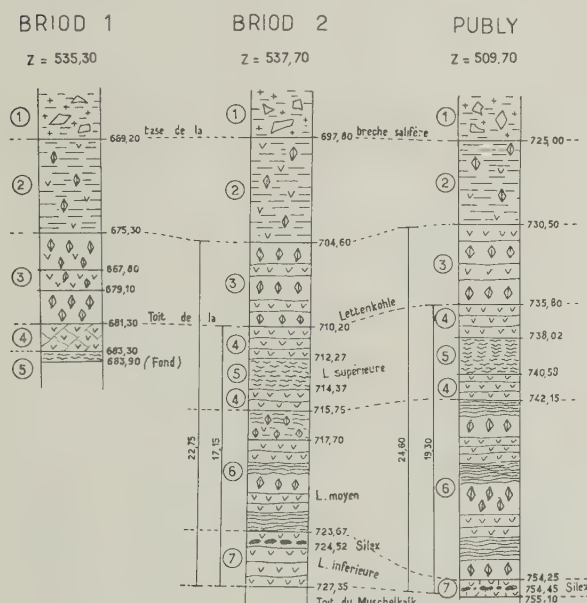


FIG. 2. — Coupes de sondages.

1 : brèche salifère ; 2 : Marnes au mur du sel ; 3 : base du Keuper inférieur (anhydrite en bancs massifs alternés avec lits ou petits bancs de dolomie) ; 4 : Dolomie à indices d'hydrocarbures de la Lettenkohle (banc sup. et banc inf.) ; 5 : Pérites intercalaires ; 6 : Lettenkohle moyenne : alternances anhydrite, argile pélitique, dolomie ; 7 : Lettenkohle inférieure : Dolomie inférieure = dolomie altérée, poreuse, granuleuse, à silex.

elle sera comme celles-ci décrite de haut en bas.

Au cours de la campagne de prospection effectuée par des organismes différents, la limite supérieure de la Lettenkohle n'a pas toujours été déterminée en fonction des mêmes critères, et sa position dans la série stratigraphique a pu varier selon les ouvrages. C'est pourquoi la description sera faite en y englobant la base du Keuper inférieur.

La série de la Lettenkohle des trois sondages considérés peut se résumer ainsi (les épaisseurs données constituant une moyenne déduite de la coupe des trois sondages) :

1) BASE DU KEUPER (au sortir de la brèche salifère située à la base du système du sel) = 11,50 m :

- marnes au mur du sel = 6 m environ
- alternances d'anhydrite (prédominante) et de dolomie, en bancs massifs = 5,50 m.

2) LETTENKOHLE = 17,90 m :

Lettenkohle supérieure :

- dolomie à indices d'hydrocarbures, *banc supérieur* = 2,10 m
- pérites intercalaires = 2,30 m
- dolomie à indices d'hydrocarbures, *banc inférieur* = 1,50 m.

Lettenkohle moyenne : alternances irrégulières d'anhydrite, d'argile pélitique noire et de dolomie.

Lettenkohle inférieure : *dolomie inférieure* = dolomie beige ou brun clair à silex, poreuse, de texture granuleuse.

L'ensemble de la Lettenkohle moyenne et inférieure = 12 m.

BASE DU KEUPER. — Marnes au mur du sel : alternances régulières d'argile dolomitique gris-noir et gris verdâtre, prédominante ; d'anhydrite en lits et petits bancs, parfois en nodules ; et plus rarement de dolomie en lits de faible épaisseur.

— *Alternances d'anhydrite massive et de dolomie* : Entre les Marnes au mur du sel et le sommet du banc supérieur de Dolomie à indices (toit de la Lettenkohle) s'intercale un passage épais de 5,50 m en moyenne, constitué par des bancs compacts d'anhydrite entre lesquels s'intercalent des alternances d'argile dolomitique noire et de dolomie gris-beige foncé ou gris fumée, en bancs généralement peu importants (inférieurs à 5 cm) mais pouvant aussi atteindre 30 cm. Ces alternances présentent une stratification assez régulière. Elles renferment, surtout vers la base, d'abondants débris d'organismes, notamment dans les lits ou bancs argileux.

Dans tout ce niveau, la roche dégage, en casure fraîche, une odeur prononcée d'hydrocarbure.

LETTENKOHLE. — La limite supérieure de la Lettenkohle a été placée au toit du banc supérieur de Dolomie à indices, par analogie avec les observations faites en Lorraine³.

1) *Lettenkohle supérieure* (épaisseur moyenne : 6 m environ). *Dolomie à indices d'hydrocarbures, banc supérieur* (équivalent de la Dolomie-limite de Lorraine). Ce banc de dolomie, épais de 2 m à 2,20 m, forme le toit de la Lettenkohle. Il est constitué par une dolomie massive gris clair à gris-beige, irrégulièrement vacuolaire, dont la pâte fine, de texture homogène, donne une cassure finement écaillée ou spatulée. On y observe la présence d'anhydrite, soit en imprégnation diffuse, soit en inclusions noduleuses ; parfois en veinules sinueuses (remplissage de fissures). Dans ce banc s'intercale, à 0,90 ou 0,95 m de son sommet, une couche compacte, épaisse de 0,20 à 0,25 m, de marne dolomitique gris-noir, dont la cassure est parfois conchoïdale. La marne dolomitique peut présenter, en certains endroits, une texture sableuse ou des intercalations de minces lits gréseux.

L'ensemble du banc dolomitique est riche en débris organiques généralement informes ; toutefois, en dehors des débris de Poissons (écailles, dents, fragments de nageoires), on peut y trouver des empreintes de Lingules (sondage de Moiron).

Tout ce passage est fortement imprégné par l'odeur d'hydrocarbure. Cette dolomie est généralement vacuolaire, et les géodes y sont parfois d'assez grande dimension. La fissuration y présente un caractère très local, et ne se retrouve pas d'un sondage à l'autre. Il a été constaté que lorsque cette dolomie, même fortement vacuolaire, n'est pas fissurée, sa perméabilité est faible ou médiocre. Mais un essai effectué à l'Institut français du pétrole a prouvé que cette perméabilité pouvait être augmentée dans de notables proportions par une acidification. De beaux indices d'huile légère y ont été mis en évidence à Briod 1 et Briod 2. C'est ce niveau qui a produit du pétrole à Briod 1, où la Lettenkohle, fissurée, a été rencontrée en position « haute » par rapport aux deux autres sondages. A Publy, par contre, ce même niveau était compact et ne montrait pas d'indice d'huile. Il semble que les fissures habituelles à ce banc dolomitique aient été ici emplies par de l'anhydrite cristalline, translucide, dont les veinules sinueuses recoupent la sédimentation et la cloisonnent, et qu'aux lieux et places des géodes souvent observées par ailleurs, cette dolomie comporte à Publy des inclusions d'anhydrite primaire en nodules de taille très variable,

ainsi qu'en cristaux abondamment incrustés dans la masse.

Pélites intercalaires. Les bancs supérieur et inférieur de Dolomie à indices sont séparés par les Pélites intercalaires, niveau épais de 2,30 m en moyenne, constitué par une argile pélitique gris-noir ou gris verdâtre, finement litée, sableuse et micacée, dans laquelle alternent de minces lits gréseux gris blanchâtre, souvent lenticulaires.

Ce niveau est riche en débris organiques, souvent rassemblés en plages détritiques, qui déterminent le délitage naturel de la roche. Les *Estheria* y sont très abondantes.

À la base, on a toujours observé la présence de fines empreintes pyritisées, altérées, aux couleurs irisées, à formes flexueuses, parfois dichotomes. Ces restes organiques sont attribués à des Algues.

Dolomie à indices d'hydrocarbures, banc inférieur. Il est moins épais que le banc supérieur. Son épaisseur moyenne est de 1,50 m. La dolomie qui le constitue est de même aspect et de même texture que celle du banc supérieur. Elle présente des joints de sédimentation à surface mamelonnée dont le relief est très accusé et souligné par une pellicule brun noirâtre luisante (caractère qui s'observe aussi, mais atténué, dans le banc supérieur).

Ce niveau n'a pas été recoupé par le sondage de Briod 1, arrêté dans les Pélites intercalaires. Il montrait, à Briod 2, une porosité (nombreuses et belles géodes) plus grande que celle du banc supérieur, et son ensemble était abondamment imprégné d'une huile légère, verdâtre à reflets dorés (test improductif).

À Publy 1, cette assise était, plus encore que le banc supérieur, massive, imperméable, incrustée d'anhydrite primaire en nombreux nodules irréguliers et petits cristaux resserrés, et cloisonnée par des veinules sinueuses d'anhydrite bleutée, translucide.

2) *Lettenkohle moyenne* (épaisseur : 8 à 12 m). La partie moyenne de la Lettenkohle n'a été entièrement carottée qu'une seule fois (Briod 2). Bien que l'observation des cuttings (forage au rock-bit) ne permette pas une coupe aussi précise que celle établie d'après l'examen des carottes, il apparaît que la puissance de cet horizon est irrégulière d'un sondage à l'autre : 7,92 m à Briod 2 pour 12,10 m à Publy 1.

3. MAUBEUGE P.-L. et RICOUR J. (1956) : Lettenkohle. In Lexique stratigraphique international, vol. I (Europe), fasc. 4 a III (France, Trias), p. 26. Paris. C. N. R. S. — RICOUR J. (1953) : Note préliminaire sur le Trias de la région de Lons-le-Saunier. C. R. somm. S. G. F., p. 339-342.

Immédiatement au contact du banc inférieur de Dolomie à indices se trouve une couche de pélites à fins lits gréseux, épaisse de 0,15 m (Briod 2).

Il n'a pas été possible jusqu'ici de faire des subdivisions dans cette assise puissante de 8 à 12 m, constituée par des alternances irrégulières d'anhydrite généralement cristalline (prédominante, sauf vers la base), de dolomie gris-beige et d'argile pélitique gris-noir. On a observé également, dans les cuttings, la présence en faible quantité d'argile bleu-vert, à pâte fine « savonneuse » (la position de ces argiles paraît « capricieuse »). Anhydrite et dolomie ne forment pas constamment des alternances bien tranchées. Dans certains passages elles se présentent imbriquées, ou constituent un amalgame complexe par imprégnation réciproque. La dolomie y prend des teintes différentes allant de beige très clair, parfois couleur de ciment, à gris fumée ou brun foncé. Des veinules sinueuses d'anhydrite translucide recoupent les bancs. L'argile pélitique gris-noir est finement litée et micacée. Elle est parfois carbonatée (imprégnation).

3) *Lettenkohle inférieure* (épaisseur irrégulière) (équivalent de la Dolomie inférieure). Sous la base de la zone moyenne, la Lettenkohle inférieure est caractérisée par une dolomie beige ou brun clair fortement altérée, à texture granuleuse ou finement grenue, parfois vacuolaire, devenant graduellement plus calcaire vers la base ; elle se présente tantôt en bancs plus ou moins noduleux, tantôt en minces plaquettes se délitant facilement suivant des joints de sédimentation rectilignes et réguliers.

La base, notamment, est sillonnée et cloisonnée par des veinules de calcite blanchâtre enchevêtrées en réseaux anastomosés.

On y observe régulièrement des imprégnations siliceuses à contours diffus et des silex brun-noir de forme et de taille très variables mais à contours bien tranchés, se détachant nettement sur la roche encaissante et souvent alignés en cordon.

M. J. Ricour a assimilé cette dolomie altérée, granuleuse et poreuse, à la Dolomie inférieure de la Lettenkohle telle qu'elle se présente en affleurement en Lorraine, où elle offre même aspect, même texture, et renferme également des silex. Cette dernière observation prend une importance particulière pour la détermination de la limite inférieure de la Lettenkohle, car à l'origine, et pour de nombreux sondages, cette limite était placée conventionnellement à l'apparition des silex brun-noir, contenus dans un niveau alors attribué au Muschelkalk supérieur.

L'épaisseur de cette dolomie se montre différente entre Briod 2 et Publy 1.

Limite Lettenkohle-Muschelkalk. Elle est déterminée par des caractères pétrographiques et un changement de faciès. La Dolomie inférieure est altérée et stratifiée. Le Muschelkalk supérieur est formé de bancs massifs de calcaire dolomitique ou dolomie très calcarifère.

En résumé, pour les sondages pris en référence, la succession et la puissance des assises de la *Lettenkohle supérieure* sont très régulières.

Les épaisseurs des zones moyenne et inférieure sont variables, mais, par contre, l'ensemble de l'étage garde une épaisseur totale sensiblement analogue pour Briod 2 et Publy 1.

Note sur la découverte d'un gisement de Vertébrés continentaux dans le Trias du Haut-Atlas occidental

par Camille ARAMBOURG et François DUFFAUD *.

PLANCHE V.

Sommaire. — Des restes fossiles de Vertébrés continentaux ont été trouvés dans le Trias du Haut-Atlas marocain. Nous exposons ici les premiers résultats de leur étude.

L'Afrique du Nord n'a, jusqu'ici, fourni qu'un petit nombre de restes de Vertébrés triasiques.

En 1952, Domergue, Dumon, de Lapparent et Lossel, décrivant le Trias du Sud de la Tripolitaine et de la Tunisie, y signalaient la présence, dans sa partie moyenne, de débris de Reptiles du genre *Nothosaurus* associés à des écailles de *Crossoptérygiens*.

En 1957, Claracq et Chavand découvraient au Sahara central, au NW d'Edjelé, dans les niveaux inférieurs de la série triasico-crétacée dite de Zarzaitine, quelques restes de Vertébrés que J.-P. Lehman reconnut appartenir à des Stégocéphales stéréospondyles.

A la suite de cette découverte A. F. de Lapparent et Chavand [1958], au cours d'une nouvelle prospection, recueillaient dans la même région, près du Gour Laoud, une importante série d'ossements de Vertébrés qui a fait l'objet d'une étude récente par M^{lle} J. Coudron [1959]. Les restes étudiés appartiennent à des Stégo-

céphales, des Reptiles théropodes et des Poissons.

Au cours de l'année 1958, F. Duffaud recueillait, dans le Trias du Haut-Atlas marocain de la région d'Imin'Tanout, quelques débris osseux parmi lesquels l'un de nous (C. A.) reconnut des restes d'Amphibiens stégocéphales et de Reptiles.

Une visite commune au gisement fut alors organisée au cours de la même année, sous la conduite de F. Duffaud, en compagnie de M^{lle} Faure-Muret, de G. Choubert et de leurs collaborateurs. Cette rapide prospection permit de recueillir encore quelques pièces complémentaires et de préciser la situation des horizons fossilifères. Ceux-ci affleurent sur une étendue considérable mais ils sont relativement pauvres, au moins dans les parties que nous avons examinées et où les débris osseux sont distribués sporadiquement et isolément; une prospection méthodique des affleurements permettrait peut-être des découvertes plus importantes.

Stratigraphie

par F. DUFFAUD ¹.

Les fossiles ont été découverts lors de l'étude stratigraphique du Trias de la région d'Imin'Tanout (fig. 1). Nous décrirons donc tout d'abord la série triasique, en particulier celle de l'Oued Irohalène, au N du Tizi Maachou où se trouve le gisement.

Le Trias de cette région, appelée par les géo-

logues marocains « couloir permotriasique d'Argana », est une puissante série détritique, qui s'est déposée dans un milieu lagunaire, for-

* Note présentée à la séance du 30 mai 1960.

1. Publiée avec l'autorisation de la Direction de la Compagnie chérifienne des pétroles que je remercie ici.

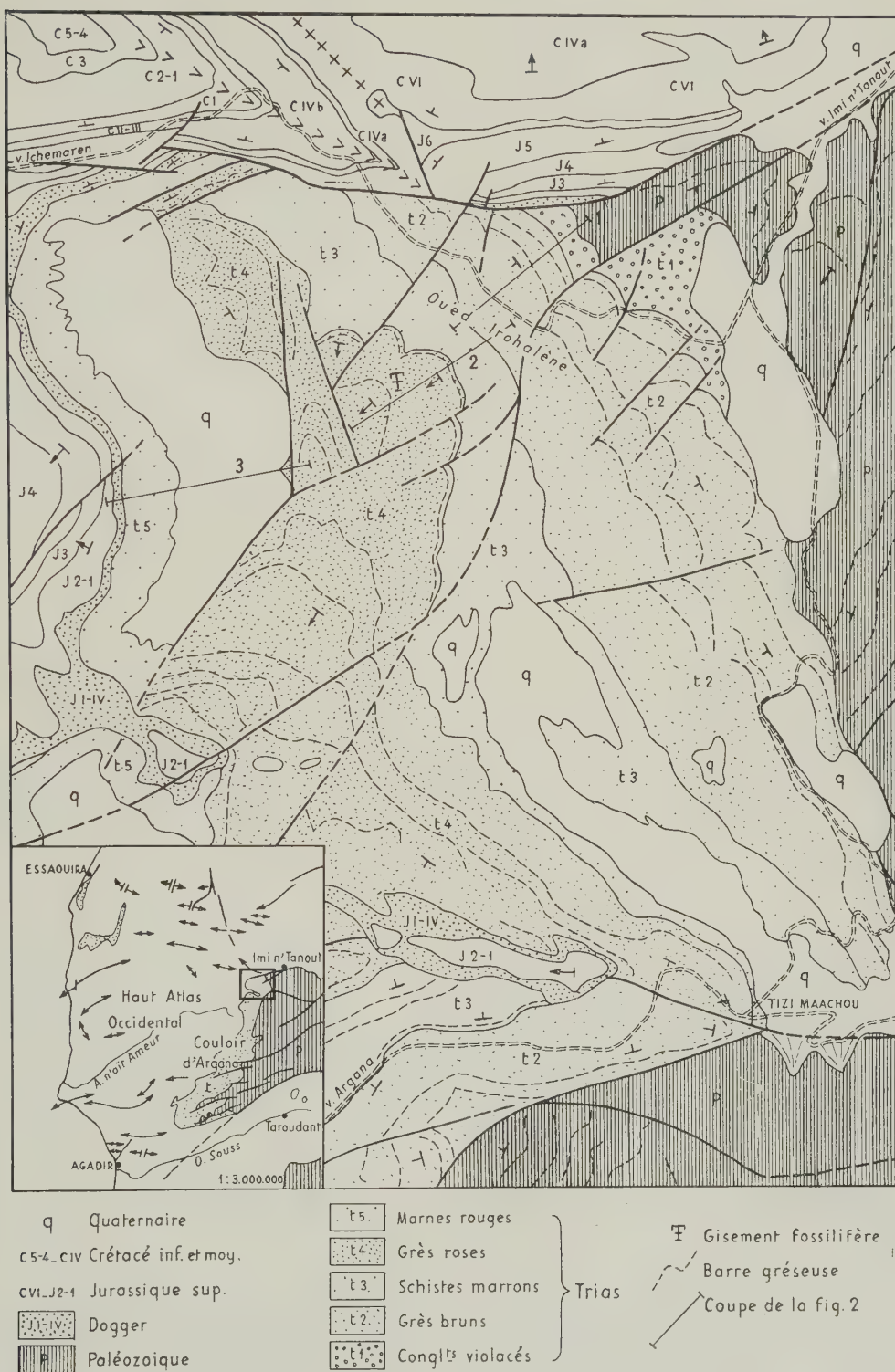


FIG. 1. — Carte des affleurements triasiques au N du Tizi Maachou. Éch. au 50 000°.

tement subsident. La coupe que nous reproduisons (fig. 2) mesure 1 600 m de puissance. Une autre un peu plus au Sud mesure 2 600 m. Plus au Sud encore, vers Argana et Ameskhoud, le Trias dépasse certainement 3 000 m de puissance. Des failles très nombreuses (fig. 1), contemporaines de la sédimentation, affectent ces affleurements triasiques, provoquant des variations de faciès et de puissance souvent brutales entre les différents compartiments qu'elles délimitent. Cependant une stratigraphie d'ensemble du Trias a pu être établie. Celui-ci est constitué par une succession d'épisodes sédimentaires, qui peuvent être groupés en deux grands cycles, le cycle des grès bruns à la base et le cycle des grès roses au sommet.

Le CYCLE DES GRÈS BRUNS débute généralement par la série des *conglomérats violacés*, conglomérats à galets de schistes, puis de quartzites, à ciment argilo-sableux, dont la puissance est très variable. Ils sont très bien développés

par exemple dans l'ancien synclinal dévonien à l'E de Timesgadiouine. Le cycle des grès bruns se poursuit par la *série des grès bruns*, constituée le plus souvent de deux barres repères principales. Ces grès, généralement bien lités, grossiers à moyens, sont à ciment calcaire. Le cycle se termine par une série très finement détritique, la *série des schistes marrons*, qui sont des marnes dolomitiques, sableuses, très compactes. Il convient de remarquer que le cycle des grès bruns dans son ensemble est surtout bien développé dans la partie sud du couloir d'Argana. La série de l'Oued Irohalène est réduite, mais sa stratigraphie est plus nette.

Le CYCLE DES GRÈS ROSES débute par la *série des grès roses*, grès fins à moyens, peu cimentés, ou à ciment dolomitique. Ces grès se présentent le plus souvent en bancs massifs souvent à stratification entrecroisée, dont la surface est fréquemment recouverte des ripples-marks les plus variés. Ils correspondent certainement à

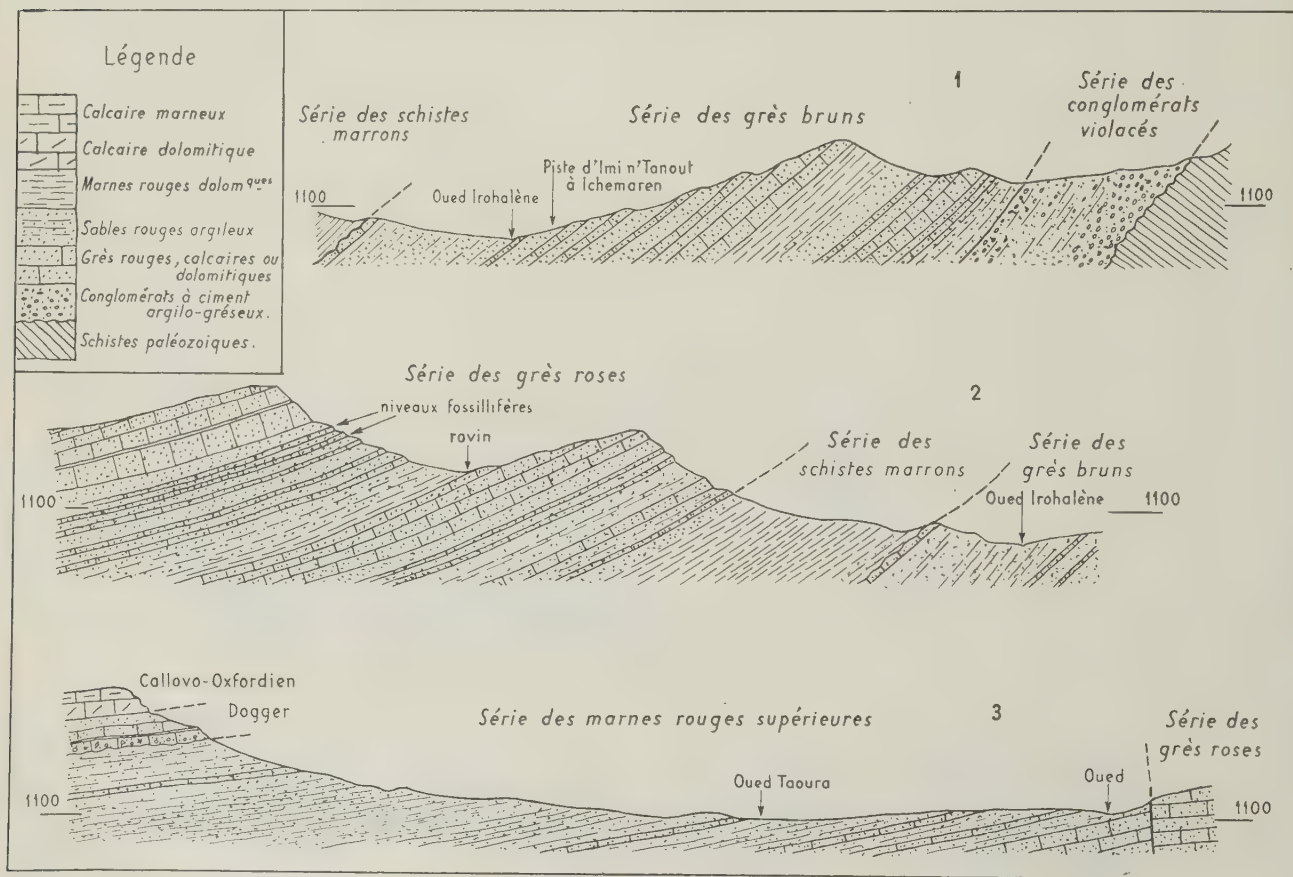


FIG. 2. — Coupes 1, 2 et 3 situées sur la fig. 1.

une formation très littorale, voire dunaire, et sont moins constants que les grès bruns : ils manquent presque complètement dans certaines régions du couloir d'Argana, alors qu'ils sont au contraire très bien développés dans certaines autres. C'est le cas dans la région de l'Oued Irohalène (fig. 2) où ils sont constitués de deux barres distinctes, séparées par une combe argilo-sableuse. C'est à la partie supérieure de ces argiles que se trouvent les niveaux fossilifères, niveaux argilo-sableux et niveaux gréseux. Les débris de Vertébrés y sont associés à des débris végétaux. Bien qu'ils soient relativement peu abondants, la présence de ces fossiles dans plusieurs couches du même site semble montrer qu'on a affaire à un gîte local, peut-être lié à des conditions particulières de sédimentation.

Le cycle des grès roses se termine par la puissante *série des marnes rouges supérieures* qui, dans la région étudiée, est recouverte en discor-

dance par les conglomérats du Dogger. Cette série marneuse, qui devient rapidement salifère plus à l'Ouest, se termine normalement, dans le couloir d'Argana, par des coulées de dolérite et de basalte, mais certains sondages récents de la Société chérifienne des pétroles ont montré, en outre, la présence d'une seconde série salifère au-dessus des dolérites, et qui appartient encore au Trias.

Au point de vue stratigraphique, il n'est pas encore possible de rattacher cette succession de terrains aux divisions du « Trias germanique », dont elle se rapprocherait le plus. Le terme de « Permo-Trias », créé par L. Gentil, paraît devoir être abandonné. On n'a, en effet, trouvé jusqu'à présent dans la série d'Argana, discordante au Sud sur des formations stéphaniennes, que des Végétaux certainement triasiques, et au sommet, dans les marnes rouges supérieures, des Phyllopoïdes, *Estheria minuta* et *E. destombesi*, qui définissent assez bien le Keuper.

Paléontologie

par C. ARAMBourg.

Le matériel recueilli comprend des restes d'Amphibiens stégocéphales, de Reptiles théropodes et d'un Thérapsidé.

1. AMPHIBIENS STÉGOCÉPHALES. — La plus grande partie des ossements sont des os dermiques craniens. Tous se font remarquer par leur grande épaisseur qui est en moyenne de 10 à 12 mm, mais peut, chez certains fragments, atteindre et même dépasser 20 mm.

L'ornementation qu'ils présentent est typique : formée de cupules irrégulières plus ou moins profondes et de larges sillons divergents, parfois anastomosés entre eux, vers leurs centres d'origine principalement ; cette structure est caractéristique des os dermiques de Stégocéphales et particulièrement de ceux des Stégocéphales stéréospondyles.

Leurs dimensions indiquent qu'il s'agit d'une ou de plusieurs formes de grande taille, de l'ordre de celle de certains *Mastodonsauridae* ou *Metoposauridae*.

La plupart de ces pièces étant malheureusement fragmentaires, il est très difficile de déterminer leur place dans l'architecture crânienne. L'une d'entre elles, la moins endommagée (figurée Pl. V, fig. 1), est un os pair qui paraît être un supratemporal droit, ainsi que l'indique sa forme généralement allongée

et son bord externe légèrement incurvé ; malheureusement toute sa partie postéro-mésiale est détériorée, de sorte qu'il n'est point possible de déterminer ses relations avec la région otique. Ses dimensions sont de 97 mm de long sur 75 mm de large ; son épaisseur varie de 18 mm vers son bord mésial à 8 mm au bord latéral externe. L'ornementation superficielle est faite de cupules peu profondes vers sa partie postéro-mésiale d'où divergent en éventail de longues cannelures plus ou moins cloisonnées au départ. Cette ornementation et la forme de cet os rappellent beaucoup celles de *Metoposaurus diagnosticus* v. MEYER, du Keuper du Württemberg ; ses dimensions sont aussi du même ordre.

Une autre pièce (Pl. V, fig. 2) paraît être un fragment postérieur de nasal droit d'un individu de même type que le précédent, et de taille correspondante. C'est un os pair, épais de 13 mm, dont on distingue le bord rectiligne correspondant à la suture mésiale ; la surface est creusée de cupules irrégulières et l'on distingue vers le bord externe la large gouttière correspondant au passage du canal sensoriel.

De nombreux autres fragments d'os dermiques (Pl. V, fig. 3 à 6) se rapportent certainement à cette forme ou à des formes voisines ; une extrémité proximale d'os long est,

peut-être, un fragment de métapode. Enfin un certain nombre de coprolithes (Pl. V, fig. 7) complètent cette série.

Aucune dent de type labyrinthodonte n'a été rencontrée associée à ces restes.



FIG. 3. — Fragment de nasal droit (?) de Stégocéphale.

N' : orifice nasal supposé. — C. S : gouttière du canal sensoriel.

2. REPTILES. — Quelques dents isolées appartiennent à deux types reptiliens : un Thérópode et un Reptile mammalien Thérapsidé probable.

Thérópode. On peut rapporter à ce type deux dents caractérisées par leur section comprimée et à bords tranchants.

La mieux conservée (Pl. V, fig. 9 et 9 a) mesure 27 mm de haut et 20 mm de large à la base de la couronne qui est seule conservée. La section est elliptique (fig. 4 A) l'épaisseur à la base de la couronne étant de 10 mm. Verticalement la face labiale est très légèrement convexe, la face linguale légèrement concave.

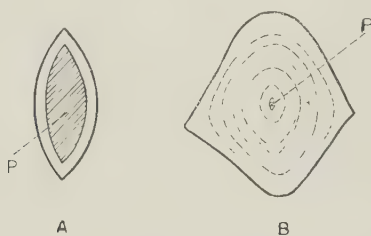


FIG. 4. — Sections de dents de Reptiles (P : cavité pulpaire).

A : reptile dinosaure. — B : reptile thérapsidé.

Les bords latéraux sont tranchants et très finement crénelés sur toute leur hauteur. La cavité pulpaire est vaste, l'épaisseur de la dentine faible et sa structure n'est nullement labyrinthodonte. La surface de l'émail paraît lisse mais est cependant très finement ridée verticalement.

La nature reptilienne d'une telle dent n'est pas douteuse et ce n'est que parmi les Dinosaures thérópodes primitifs, et plus particulièrement chez ceux groupés par von Huene sous le nom de Prosauropodes, que l'on peut en trouver l'équivalent, parmi les genres *Plateosaurus*, *Thecodontosaurus* etc., sans pouvoir cependant préciser plus exactement.

Thérapsidé. Il s'agit d'une seule dent, remarquable à la fois par sa taille et par sa morphologie particulière (Pl. V, fig. 8 et 8 a).

Elle mesure, dans son état actuel, 61 mm de haut, mais la pointe manque et l'on peut évaluer à 15 mm la partie manquante, soit 76 mm au total. A la base, son diamètre antéro-postérieur est de 23 mm, et 17 mm dans le sens transversal (en restituant une partie de la substance qui a disparu). Le bord antérieur de la couronne est légèrement arqué et la dent présente aussi une légère courbure dans le sens lingual. La section est subquadrangulaire (fig. 4 B) : régulièrement arquée et convexe en avant, elle présente latéralement, de chaque côté, une carène anguleuse très finement crénelée, suivie de chaque côté d'un méplat aboutissant au bord postérieur, lequel n'est point anguleux mais courbe. Les deux carènes latérales sont très finement crénelées, l'externe jusqu'à mi-hauteur seulement. L'émail est extrêmement mince, il donne l'apparence d'être lisse mais est, en réalité, très finement ridé. La cavité pulpaire est remarquablement petite. La dentine, disposée en couches concentriques, n'est pas du tout labyrinthodonte.

Cette dent est vraisemblablement une canine et paraît appartenir à un Reptile du groupe des Thérapsidés cynodontes. Elle présente, en effet, par sa forme générale ainsi que par celle de sa section et aussi par ses dimensions, des analogies remarquables avec celle du genre *Scalenodontoides* récemment décrit par Crompton et Ellenberger [1957] des Molteno Beds du Basutoland (Trias moyen).

CONCLUSIONS. — Les indications fournies par le gisement de l'Oued Irohanène apportent une intéressante contribution à notre connaissance de la faune de Vertébrés triasiques de l'Afrique du Nord en montrant l'extension jusqu'au Sud marocain ainsi que l'homogénéité.

Il faut noter cependant que c'est la première fois que des restes de Reptiles mammaliens sont découverts dans une partie de l'Afrique aussi éloignée des gisements classiques de l'Afrique australe et orientale.

Au point de vue chronologique, la présence

de Stégocéphales stéréospondyles ainsi que celle d'un Reptile du groupe des Thérópodes primitifs, voisin des *Plateosauridae*, confirment les

indications de la stratigraphie et militent en faveur d'un niveau élevé de la série triasique, du Keuper probablement.

Bibliographie.

- COUDRON J. (1959). — Étude de quelques Vertébrés du Gour Laoud. Dipl. Ét. sup. Paris.
 CROMPTON A. W. et ELLENBERGER F. (1957). — On a new Cynodont from the Molteno Beds and the Origin of the Tritylodontids. *Ann. South Afr. Mus.*, vol. 44, p. 1-14, 5 fig., 1 pl.
 DOMERGUE C., DUMON E., LAPPARENT A. F. DE et LOSSEL P. (1952). — Sud et Extrême-Sud tunisien. *19^e Congr. géol. intern. Alger, Monogr. région.*, 2^e sér., Tunisie, n° 7, 38 p., 7 fig., 3 pl.
 HUENE F. VON (1907-1908). — Die Dinosaurier der europäischen Triasformation. *Geol., Pal. Abh.*, Iena, supp., Bd 1, 419 p., 351 fig., 110 pl.
 LEHMAN J.-P. (1957). — Les Stégocéphales sahariens. *Ann. Paléont.*, t. XLIII, p. 139-146, 1 fig., 3 pl.

LÉGENDE DE LA PLANCHE V.

- FIG. 1. — Os dermique crânien (supratemporal ?) de Stégocéphale.
 FIG. 2. — Fragment d'os nasal (?) de Stégocéphale montrant la gouttière du canal sensoriel.
 FIG. 3 à 6. — Fragments divers d'os dermiques crâniens de Stégocéphales.
 FIG. 7. — Coprolithe de Stégocéphale.
 FIG. 8 et 8 a. — Canine de Reptile thérapsidé. Faces linguale (8) et distale (8 a).
 FIG. 9 et 9 a. — Dent de Reptile théropode. Faces linguale (9) et distale (9 a).

Toutes ces figures sont en grandeur naturelle.

Présence d'un *Dictyophyllum* dans la flore molteno du Basutoland (Afrique australe)

par Jean FABRE et Charles GREBER*.

PLANCHE VI.

Sommaire. — Description d'un *Dictyophyllum* provenant d'une flore, en grande partie nouvelle, récoltée au Basutoland dans les couches de Molteno. Bref rappel du contexte lithologique et floristique.

En Afrique du Sud, les formations continentales du début du Mésozoïque sont bien connues pour leur faune de Vertébrés. Celle-ci a été souvent étudiée et décrite par Broom, Du Toit, Haughton, von Huene, Boonstra, Crompton etc. C'est sur elle que reposent les grandes assimilations chronologiques.

Les flores ont donné des indications plus ambiguës : en particulier celle, relativement riche, du Molteno, dont les affinités rhétiennes ou liasiques sont évidentes, alors que cet étage se place normalement, dans l'échelle stratigraphique, au Trias moyen ou supérieur.

Il y a quelques années, des observations de P. Ellenberger sur les séries sédimentaires du Stormberg, au Basutoland, motivaient une mission du Centre national de la recherche scientifique (C. N. R. S. 1955-1956) de F. Ellenberger qui, en collaboration avec A. W. Crompton et P. Ellenberger faisait une série de découvertes dont F. et P. Ellenberger ont entrete nu notre Société en son temps [1956 a-b, 1958]. Quelques échantillons avaient alors fait l'objet d'une étude paléobotanique et palynologique restée inédite (Ch. Greber, 1958).

Une nouvelle mission du C. N. R. S., dirigée par F. Ellenberger et à laquelle participaient L. Ginsburg et l'un de nous (J. F.), a permis, outre de nouvelles découvertes, la récolte d'un important matériel paléontologique.

Nous donnerons ici les premiers résultats de l'étude paléobotanique, l'ensemble de la flore devant être décrit plus tard.

Les couches de Molteno, rappelons-le, surmontent en concordance la série de Beaufort (sommet du Permien-Trias inférieur et moyen) et forment la base de celle du Stormberg qui comprend de haut en bas :

- Coulées basaltiques du Drakensberg.
- « Cave sandstone » : grès fluviaux et éoliens à faune de Vertébrés et Phyllopo des ; bois silicifiés.
- « Red beds » : grès et argilolites rutilants à Reptiles.
- « Molteno » : argilites sableuses et grès à veinettes de charbon. Flore à *Thinnfeldia*, faune de Vertébrés, Phyllopo des, etc.

La puissance totale de cette série est variable. De 3 000 m environ au Sud, dans la province du Cap, elle décroît progressivement vers le Nord.

Cette réduction est surtout sensible dans le Molteno. En effet cet étage est, selon Du Toit [1956] et Cooke [1950], contemporain de la phase principale de plissement des chaînes du Cap, et correspond à l'accumulation, au Nord de celles-ci, des produits de démolition sédimentés dans des deltas et des marais qui passaient vers le Nord à des steppes semi-désertiques.

Épais au Sud (près de 700 m), il s'amincit progressivement vers le Nord, à travers l'Orange et le Basutoland, pour disparaître complètement au Transvaal. L'allure des couches est simple : à part quelques dérangements locaux et quelques failles en relation avec les manifes-

* Note présentée à la séance du 13 juin 1960.

tations volcaniques postérieures, il n'y a guère d'autres irrégularités que les variations latérales de faciès.

Du point de vue lithologique c'est, si l'on veut, une « molasse », avec des grès, de rares conglomérats, des argilites plus ou moins sableuses, grises, vertes ou rouges, et quelques veines de charbon, minces et discontinues. Les sédiments sont bien triés et calibrés, souvent pauvres en restes organiques : quelques bois silicifiés (*Dadoxylon*) ou carbonisés dans les grès ; de rares lits à *Estheria*.

Les empreintes végétales se trouvent au Basutoland dans des sédiments argilo-sableux fluviatiles.



FIG. 1. — Basutoland.

Traits horizontaux : laves du Drakensberg. — ● : traces végétales signalées par Stockley dans le Molteno. — ○ : gîtes fossilifères de Morija, Likhoele, Maphutseng (du Nord au Sud).

Si quelques gisements de plantes fossiles étaient connus depuis longtemps dans l'Union, comme celui de Waterfall au Natal, rien de bien notable n'avait été signalé au Basutoland : Stockley [1947], après Dornan [1907], donne une petite liste d'échantillons déterminés par W. N. Edwards : *Dicroidium odontopteroides*, *D. lancifolia*, *Stenopteris elongata*, *Stenopteris cf. densifolia*, *Phoenicopsis elongatus*, *Taeniopteris*. Ceux-ci proviennent de plusieurs gisements, et surtout des districts de Lérivé et Berea où s'étend ce que Stockley désigne sous le nom de faciès nord du Molteno.

L'exploitation (J. F.) d'un riche horizon fossilifère, découvert en 1955 (dans la zone d'extension du faciès méridional) par F. Ellenberger au-dessus du village de Morija, complété par des

récoltes dans le district de Mafeteng (Likhoele) et (par F. Ellenberger et L. Ginsburg) dans le gisement de Dinosaurens de Maphutseng, a fourni de nombreuses empreintes de plantes dont certaines sont nouvelles pour l'Afrique du Sud. C'est le cas notamment pour le *Dictyophyllum* dont il est question ici. Cette intéressante Fougère provient du gisement de Morija, où elle est associée à une flore du Molteno, typique par certains aspects, nouvelle par d'autres.

L'inventaire complet du très abondant matériel recueilli n'est pas encore établi de façon définitive. Certains échantillons posent en effet des problèmes de détermination et de nomenclature. Un premier examen permet cependant de mentionner la présence :

— en grande abondance, de *Dicroidium odontopteroides* MORR., *D. lancifolia* MORR., *D. (Thinnfeldia) feistmanteli* MORR., *Taeniopteris carruthersi* TEN. WOODS., *Stenopteris elongata* CARR., cf. *Cladophebis goeppertiana* SCHENK. ;

— en moindre abondance de : *Stenopteris densifolia* DU TOIT, *Ginkgoites digitata* BRONG., cf. *Coniopteris delicatula* SHIRLEY, associées à des plantes d'affinité douteuse (cf. *Sphenopteris*) ainsi qu'à des graines et des fructifications.

Parmi ces dernières, un bon nombre se rapportent aux types *Pteruchus* et *Pilophorosperma* qui ont permis à Thomas [1933] de définir la famille des Corystospermacées. Thomas rapportait ces fructifications au genre *Dicroidium*. Un *Pteruchus* paraît être ici en rapport avec un *Stenopteris*.

Le gisement de Likhoele, inférieur stratigraphiquement au précédent, est moins riche en espèces. Il contient surtout *Dicroidium odontopteroides* et *D. lancifolia*. Citons également la présence de *Pseudoctenis cf. balli* FEIST. et quelques empreintes énigmatiques qui font penser à des Bryophytes.

De même la gangue argilo-sableuse des ossements de Maphutseng, au sommet du Molteno, a livré surtout *Dicroidium odontopteroides*, ainsi que *Pseudoctenis*.

DESCRIPTION DU *DICTYOPHYLLUM* DE MORIJA : *Dictyophyllum ellenbergi* nov. sp. ¹. — Les échantillons récoltés sont nombreux mais ne montrent pour la plupart que des fragments de segments. Nous ne décrivons donc que les principaux.

L'un d'entre eux (Pl. VI, fig. 1), montre un rachis de premier ordre donnant naissance à

1. Description par Ch. Greber.

une fronde divisée en segments qui affectent une disposition pédalée. On observe effectivement huit départs de segment. Un autre échantillon (Pl. VI, fig. 5) montre qu'ils devaient être plus nombreux : neuf ou plus. C'est ce qu'indique la figure 2.



FIG. 2. — *Dictyophyllum ellenbergi* nov. sp.

Le limbe des différents segments est largement coalescent à la base (au moins sur 15 mm). Ils s'élargissent à partir de là pour se rétrécir ensuite progressivement vers le sommet ; ils ont 3 cm dans leur plus grande largeur. En l'absence de segments complets, on peut évaluer leur longueur à 20 cm ou plus.

Le bord du limbe est largement lobulé. Les lobes ont des sommets arrondis et sont séparés par des sinus aigus, peu profonds.

La nervation comprend une nervure médiane forte, striée longitudinalement, provenant de la division du rachis primaire qui émet des nervures secondaires allant dans chacun des lobes. Ces nervures sont distantes entre elles, d'un même côté du segment, de 1 à 1,5 cm dans les parties moyennes de la fronde.

Le reste de la nervation est constitué par des nervules formant un double réseau à mailles polygonales irrégulières (Pl. VI, fig. 2-3, et texte-fig. 3.)

La présence de nervules libres dans les polygones du réseau de dernier ordre est douteuse.

Un échantillon (Pl. VI, fig. 4 et texte-fig. 3 B) montre des fructifications constituées par de nombreux petits sporanges groupés soit en sores allongés placés tout contre la nervure principale des segments, soit en sores globulaires situés contre les nervures secondaires et plus généralement du côté catadrome.

DISCUSSION. — L'architecture de la fronde est voisine de celle des *Clathropteris*. Zeiller [1902] a déjà fait cette remarque à propos d'espèces de la flore du Tonkin. Il attachait plus d'importance à la nervation qu'à la structure des frondes pour la distinction des genres *Clathropteris* et *Dictyophyllum*. « Le caractère distinctif étant fourni par la forme habituellement rectangulaire des premières mailles du réseau dans le cas des *Clathropteris* ».

Si nous n'avions eu à notre disposition que des fragments de segment, nous aurions été tenté de les rapporter au *Dictyophyllum nathorsti* ZEILLER, qui est lui-même très proche du *Dictyophyllum exile* BRAUN, tel que nous le connaissons par les figures de Nathorst [1886].

Mais l'architecture de la fronde, ainsi que la répartition des sporanges les en distingue nettement. Il ne s'agit pas non plus des formes décrites par Walkom [1917] dans les « Ipswich series » du Queensland attribuées au Trias moyen et supérieur, parmi une flore analogue à celle des couches de Molteno. Le *Dictyophyllum davidi* WALKOM est beaucoup plus petit et ses segments sont moins nombreux. Le *Dictyophyllum rugosum* LIND. et HUT. présente par contre des crénelures beaucoup plus allongées. Ses sores globulaires ne sont pas répartis de la même manière que sur nos échantillons.

L'espèce la plus proche de celle que nous décrivons ici est le *Dictyophyllum tenuifolium* STIPANIC et MENENDEZ [1949], des couches de Barreal (Keuper supérieur) d'Argentine. Il semble, si l'on se réfère aux figures de ces auteurs [1949, pl. V, fig. 2], que les sores de cette dernière espèce soient situés le long de la nervure principale des segments, bien que les auteurs ne fassent pas mention de ce caractère dans leur description. Mais les mailles polygonales du réseau nervulaire sont plus allongées dans nos échantillons que dans ceux d'Amérique du Sud.

FIG. 3. — *Dictyophyllum ellenbergi* nov. sp.

A : montrant les nervures en mailles polygonales irrégulières. — B : montrant des fructifications.

Nous proposerons donc de distinguer l'espèce africaine sous le nom de *Dictyophyllum ellenbergi* nov. sp. la dédiant à notre ami F. Ellenberger, auteur de la découverte du beau gisement d'où proviennent les échantillons décrits².

CONCLUSIONS. — C'est la première fois que l'on signale des *Dictyophyllum* en Afrique. C'est un point commun de plus que présente la flore des couches de Molteno avec celles triasiques ou rhétiennes d'Europe, d'Asie, d'Amérique et d'Australie. Certains auteurs [Kobayashi, 1942] ont tiré des conclusions paléoclimatiques de la présence de Dipteridacées fossiles en se fondant sur la répartition

actuelle du genre *Dipteris*. Les Dipteridacées sont cantonnées aujourd'hui en Extrême-Orient entre les isothermes 20-15°, et plus de 1 500 mm de précipitations annuelles.

Sans les suivre aussi loin dans leurs conclusions, nous dirons seulement que la présence entre autres de *Dictyophyllum* en Afrique du Sud, nous montre qu'à partir du Trias les flores s'unifient à la surface du globe, et que s'estompe la notion de flore spéciale au continent de Gondwana.

2. Ces échantillons seront déposés au Muséum national d'histoire naturelle.

Bibliographie.

- COOKE H. B. S. (1950). — The ancient geography of South Africa. *South Afr. geogr. Journ.*, vol. XXII, sept.
- DORNAN S. S. (1907). — On the geology of the Basutoland. *Brit. and south-afr. Ass. Report*, vol. 11.
- DU TOIT A. L. (1956). — The geology of South Africa, 3^e éd. revue par S. H. HAUGHTON. Londres, Oliver et Boyd.
- ELLENBERGER F. et P. (1956 a). — Quelques précisions sur la série du Stormberg au Basutoland (Afrique du Sud). *C. R. Ac. Sc.*, t. 241, p. 799-801.
- (1956 b). — Le gisement de Dinosaures de Maphutseng (Basutoland, Afrique du Sud). *C. R. somm. S. G. F.*, p. 99.
- (1958). — Principaux types de pistes de Vertébrés dans les couches du Stormberg au Basutoland (Afrique du Sud). *Ibid.*, p. 65.
- FABRE J. (1960). — Sédimentologie et flore des couches de Molteno au Basutoland. *C. R. Ac. Sc.*, t. 260, p. 1878-1880.
- HAUGHTON S. H. (1924). — The fauna and stratigraphy of the Stormberg series. *Ann. South-Afr. Mus.*, vol. XII, p. 8.
- KING L. C. (1958). — Basic paleogeography of Gondwanaland during the late Paleozoic and Mesozoic eras. *Quart. Journ. geol. Soc. London*, vol. CXIV, p. 47-70.
- KOBAYASCHI T. (1942). — On the climatic bearing of the mesozoic floras in Eastern Asia. *Jap. Journ. Geol. and Geogr.*, vol. XVIII, n° 4, p. 157-196.
- NATHORST A. G. (1886). — Om floran Skaneskolforande Bildninger. Stockholm.
- STIPANIC P. M. et MENENDEZ C. (1949). — Contribution al conocimiento de la flora fossil de Barreal : *Dipteridaceae*. *Bul. Inf. Petrol.*, Buenos Aires, n° 291.
- STOCKLEY G. M. (1947). — Report on the geology of Basutoland (Maseru, Basutoland).
- THOMAS H. H. (1933). — On some Pterid. plants from the mesozoic rocks of S. Africa. *Phil. Trans. r. Soc. London*, vol. 222.
- WALKOM A. B. (1917). — Mesozoic floras of Queensland. *Bull. Queensland geol. Surv.*, n° 257.
- ZEILLER R. (1902). — Flore fossile des gîtes de charbon du Tonkin. *Ét. gîtes minéraux France*.

LÉGENDE DE LA PLANCHE VI.

Dictyophyllum ellenbergi nov. sp., couches de Molteno, Morija, Basutoland.

FIG. 1. — Rachis de premier ordre et sa division en segments. 9/10.

FIG. 2 et 3. — Détail de la nervation (2 : $\times 2,7$; 3 : $\times 1,8$).

FIG. 4. — Disposition des sores, le long de la nervure principale et des nervures secondaires d'un segment. $\times 1,8$.

FIG. 5. — Allure de la fronde étalée. $\times 9/10$.

N. B. Les photos 2, 3 et 4 sont des agrandissements de parties de l'échantillon représenté en 5.

Le massif du Folat-Devèze (Hérault) et ses satellites filoniens

par Jean-Paul CARRON*.

PLANCHE VII.

Sommaire. — L'auteur étudie les conditions de mise en place et d'évolution d'un massif de microgranite et de ses digitations, parfois typiquement rhyolitiques. La zonalité constatée peut s'expliquer par le refroidissement plus ou moins rapide d'un magma syntectonique, qui semble avoir assimilé en profondeur des terrains en majorité calcaires. Une recristallisation postérieure, peut-être en rapport avec une phase de minéralisation, a donné à ce microgranite des caractères pétrographiques particuliers, qui tendent à le rapprocher des granites francs.

Les filons de rhyolite, qui affleurent le long de l'Orb entre Ceilhes et Avène, ont été considérés par Thorat [1935] comme dépendant d'un massif de microgranite situé plus à l'Ouest : le massif de la Devèze¹. Outre la 2^e édition de la feuille de Saint-Affrique au 80 000^e, cet auteur donne dans sa thèse [1935, p. 67] une carte au 50 000^e de cette région, dont le dessin est beaucoup plus satisfaisant. En fait, ce massif avait déjà été cité auparavant par Bergeron [1889], qui ne l'avait pourtant pas indiqué sur la 1^{re} édition de la carte géologique, datée de 1904. Par la suite, B. Gèze [1949] a figuré ce massif en « granite » sur une carte générale au 200 000^e de la Montagne Noire, et l'a considéré comme le stade d'érosion superficiel d'une intrusion hercynienne syntectonique, dont le Sidobre, les Martys et la Salvétat seraient les équivalents de plus en plus profondément décapés.

On pouvait donc espérer, d'après la variété des roches ainsi décrites, saisir ici le passage, dans la série du granite, des types vitreux aux types grenus, mais l'analyse détaillée de leurs relations n'avait pourtant jamais été effectuée. L'intérêt d'une telle étude se doublait également de la nécessité d'obtenir un document précis, avant la disparition des meilleurs affleurements sous les eaux du barrage d'Avène [Carron, 1958].

I. SITUATION GÉOLOGIQUE, RELATIONS CARTOGRAPHIQUES. — Massif et filons sont situés, entre Avène, Ceilhes, Cénomes et Tauriac, dans la zone des écailles des monts de Lacau-

des définies par Thorat [1935]. Les structures isoclinales sont très redressées avec une direction moyenne N 65° E et un pendage de 60° à 80° vers le NW en général, sauf à l'W d'Argenneuve, où il s'abaisse à 25° NW.

Le grand accident, qui met les terrains « antécambriens »² de Bournac-Argenneuve en contact avec le Silurien de Ceilhes, est assez visible vers Tauriac, ainsi qu'à Lascours, où on retrouve un lambeau pincé de dolomie géorgienne. Mais vers l'Est, son tracé est compliqué par des failles post-triasiques, et les différences lithologiques sont masquées par une rubéfaction commune due sans doute à la proximité de la surface d'érosion antétriasique. Il semble que le contact anormal soit lui aussi très redressé, et l'amplitude horizontale de ce chevauchement est sans doute assez faible. Nous n'avons pu distinguer ici qu'une seule phase tectonique, dont l'âge ne peut guère être précisé dans le cadre de cette étude locale, puisque le Permo-Trias repose en discordance sur des terrains dont le

* Note présentée à la séance du 20 juin 1960.

1. Thorat prétendait utiliser ce terme de préférence au nom local de massif du Folat, qui coïncide pourtant exactement avec le massif au sens géologique, en alléguant qu'il était mieux connu des géologues de son époque. En fait la Devèze est une ferme abandonnée en bordure du granite et il existe dans la littérature géologique d'assez nombreuses Devèzes, Devès ou Las Devèzes, pour qu'il nous soit permis de revenir au vrai nom, seul connu d'ailleurs des habitants du pays.

2. Il paraît probable, en l'absence de toute discordance, qu'une partie au moins de ces terrains représente, avec les « blaviérites », l'équivalent des formations de Marcory-Pardailhan non distinguées ici, et qui atteignent au moins 400 m vers Avène.

plus récent n'est que Silurien. L'orientation du massif et des filons parallèlement aux structures tectoniques (écaïlles, schistosité), le caractère

broyé des épontes et l'absence de cataclase dans ces roches prouvent simplement que le complexe éruptif n'est pas antérieur à cette



Fig. 1. — Carte géologique schématique.

Les emplacements des échantillons analysés sont indiqués par les mêmes chiffres que sur le tableau.

1 : « Antécambrien ». — 2 : Grès d'Avène. — 3 : « blaviérite ». — 4 : Calcaires à *Archaeocyathus*. — 5 : Acado-Postdamien. — 6 : Ordovicien. — 7 : couverture secondaire. — 8 : alluvions.

tectonique et qu'il s'est mis en place dans des zones de faible résistance mécanique. Cependant la limite nord-ouest du massif coïncide si bien avec le contact anormal, interpolé entre Lascours et Tauriac (fig. 1), que l'on ne peut parler non plus d'une intrusion typiquement post-tectonique. L'ensemble des roches acides, en filons ou en massif, correspond donc probablement à une montée granitique syntectonique, le long d'une grande surface de discontinuité à la base d'une écaïlle.

L'étude des relations entre filons et massif a été facilitée par l'emploi de la photographie aérienne qui permet de repérer et de suivre avec une grande précision les principaux filons. Il apparaît ainsi indiscutable, notamment au confluent de l'Orb et du ruisseau de Lascours, que les filons sont des apophyses du massif, et non des venues postérieures. Il en est de même, pour des raisons géométriques, de la majorité des autres filons; un doute subsiste toutefois pour les plus éloignés d'entre eux, ou ceux qui ont une direction aberrante (E-W vers Rocozels, S-N à l'W d'Argenneuve).

On peut distinguer sur le terrain plusieurs types assez nettement tranchés :

— *au centre*, la roche du massif se reconnaît à ses caractères macroscopiques très constants, souvent proches d'un granite franc, ou plutôt d'une granulite puisqu'on y distingue de grands cristaux automorphes de quartz;

— *les filons les plus proches* (ou encore les plus puissants) sont nettement microgrenus. Ils présentent une grande variabilité dans le nombre et la taille des phénocristaux; on y trouve des enclaves très variées, plus ou moins abondantes et inégalement transformées;

— *les rhyolites roses ou blanches*, à cassure esquilleuse et surtout riches en cristaux de quartz, se présentent en filons très éloignés du massif (ou encore en filons très minces);

— *des microsénites noires*, enfin, sont très localisées au N de Lascours, « au-dessus » du grand chevauchement.

La zonalité qui apparaît ainsi nettement nous a semblé mériter une étude détaillée au laboratoire.

II. ZONALITÉ PÉTROGRAPHIQUE DES RHYOLITES ET MICROGRANITES. — L'examen au microscope ne nous a malheureusement jamais permis d'observer des structures typiquement grenues, malgré l'aspect macroscopique très spécial de certains échantillons. Mais une évolution analogue à celle qu'a subie le microgranite au cœur du massif pourrait sans doute, en

agissant plus complètement, conduire à un véritable granite.

1. *Mésostase*. Le fond de ces roches est le plus souvent microgrenu ou dévitrifié, plus rarement microlitique. On peut remarquer dans certaines rhyolites des fentes de retrait perlitiques, emplies de quartz secondaire (Pl. VII, fig. 1), qui indiquent une mise en place très près de la surface. Dans d'autres cas la dévitrification se traduit par la formation de plages grossièrement anguleuses à tendance monocristalline, ou par des structures en éventail, surtout quartzo-feldspathiques. Les filons de microgranite ont un fond typiquement microgrenu, mais la taille des éléments est souvent inférieure à l'épaisseur de la lame mince (25 μ), ce qui en rend l'étude malaisée. Lorsque les éléments sont plus nettement identifiables, on peut y déterminer en égale quantité du quartz et un feldspath dont l'altération et l'indice très bas semblent bien indiquer qu'il est potassique (ces deux éléments étant souvent associés en micropegmatite). Les *plagioclases* (indice voisin de 1,55) sont beaucoup plus rares; il existe aussi dans cette mésostase des *zircons* automorphes et de l'*apatite* souvent en très longues aiguilles.

A l'intérieur même du massif, ce fond microgrenu a un grain notablement supérieur (80 μ en moyenne), tout en gardant la même composition minéralogique. De plus, alors qu'il représentait 60 à 70 % du volume dans le cas des filons (détermination à la platine intégratrice), il ne forme plus que 50 % de la roche tout à fait en bordure du massif, 40 % 200 m à l'intérieur, 27 % enfin aux environs de la cote 815. Il serait tentant d'extrapoler cette variation, et d'imaginer qu'on aboutisse en profondeur à une disparition de la mésostase, mais la notion de « distance » ne nous a pas semblé assez bien définie pour permettre le tracé d'une courbe significative.

Enfin, une *recristallisation*, postérieure à l'individualisation de la mésostase, a amené, dans la partie centrale du massif, le développement d'éléments quartzeux et feldspathiques d'environ 400 μ , à contacts cristallins plans, et qui sont groupés en îlots finement grenus constituant une sorte de « 3^e temps » de cristallisation (Pl. VII, fig. 3 et 4). Si nous pouvions observer les stades plus avancés d'une telle évolution, il nous serait sans doute bien difficile d'affirmer l'origine microgrenue d'une roche ainsi transformée.

Ces deux mécanismes superposés, et qui paraissent indépendants semblent faire de ce

microgranite un intermédiaire possible à un type grenu, au moins en ce qui concerne la méso-stase; nous allons voir qu'il en est de même si l'on considère les phénocristaux.

2. Le *quartz* présente plusieurs aspects suivant le type de roche considéré. Dans les filons rhyolitiques minces, il est corrodé et nettement bipyramidé (Pl. VII, fig. 2). Une auréole de recristallisation de 50 à 200 μ l'entoure dans les filons plus puissants, où la dévitrification est plus avancée : la silice de la pâte semble s'être organisée suivant le réseau du phénocristal, car ce halo possède la même orientation optique. Enfin, dans le microgranite central, les phénocristaux ont subi une *recristallisation* nette; en assimilant le quartz de 2^e temps, ils englobent les petits grains feldspathiques du fond, ce qui leur donne un contour en dentelle très typique (Pl. VII, fig. 3). De plus l'union avec des éléments voisins, soit également phénocristaux à l'origine, soit cristaux de « 3^e temps », contribue à la disparition presque totale des caractères rhyolitiques.

L'étude de préparations spéciales de ces phénocristaux [Barrabé, Collomb et Deicha, 1957] a permis d'observer, aussi bien dans les rhyolites que dans le microgranite, la présence de *reliquats magmatiques* actuellement dévitrifiés. Autour d'eux, le quartz a subi un éclatement très net, et le verre s'est injecté sous forme fluide dans les fissures ainsi formées. Ceci nous montre que les phénocristaux se sont développés dans un magma fondu, et qu'il s'est agi, en tout état de cause, de quartz de haute température; mais il est bien évident que les conditions du milieu lors de l'intrusion ont pu être notablement différentes. Des études en cours, en collaboration avec G. Deicha [Deicha, 1955; Collomb et Deicha, 1960] nous permettront sans doute de préciser ces phénomènes.

L'examen sommaire des mêmes préparations a révélé l'existence de nombreuses *inclusions aqueuses secondaires* de petite taille (4 à 10 μ), réparties dans les plans de cassure des phénocristaux. L'évaluation du rapport de remplissage permet d'estimer à quelque 200° la température de disparition du libelle mobile. La phase hydrothermale, dont nous trouvons ainsi les témoins, est sans doute à rapprocher de la recristallisation déjà évoquée du fond microgrenu; les aspects observés sont comparables à ceux signalés antérieurement par J. Nicolas [1957].

3. L'*orthose* présente un comportement analogue, avec une croissance secondaire encore

plus intense. Elle forme des cristaux atteignant 7 à 10 cm, que l'on peut facilement dégager dans certains filons altérés. Il semble que les éléments présentant la macle de Carlsbad soient surtout fréquents dans les microgranites alors qu'on trouve dans les rhyolites de beaux éléments monocristallins allongés suivant l'axe *a*. Mais dans les filons les plus minces l'orthose forme plutôt des cristaux corrodés et arrondis (Pl. VII, fig. 2), ce qui indique peut-être que le développement des faces cristallines s'est fait lors de la mise en place de l'intrusion, et n'a pu s'achever lorsque le refroidissement a été trop rapide. Enfin dans les filons les plus puissants, et surtout dans le massif, les phénocristaux ont subi sur leur bordure un accroissement pouvant atteindre 0,7 mm (Pl. VII, fig. 4). Là encore les faces cristallines sont souvent assez nettes, mais le caractère *phénoblastique* se reconnaît aux nombreuses inclusions de quartz, d'amphibole, de biotite, de plagioclase, et même d'orthose en plus petits éléments.

4. Les *plagioclases*, par contre, montrent moins de variations, ce qui semble dû à leur absence presque totale dans le fond microgrenu. La teneur en anorthite des phénocristaux est assez élevée (35 à 40 % d'après l'indice, et par la méthode d'étude à la platine théodolite) et correspond à une *andésine* assez basique. La structure est souvent zonée, avec alcalinité plus grande à l'extérieur. Les relations entre macles et zones semblent bien montrer, comme l'a indiqué Emmons [1953], que les macles fines correspondent à un réajustement du déséquilibre chimique des structures zonées. La recristallisation n'est jamais importante, à peine comparable à celle du quartz; on remarque parfois de grands chapelets de plagioclases automorphes, surtout en bordure du massif.

5. Les *éléments ferromagnésiens* sont moins intéressants à considérer du point de vue de leur évolution radiale autour du massif.

Le microgranite du massif doit son aspect macroscopique homogène à une teneur très constante (environ 10 % en volume) en lamelles de *biotite* très fraîche et pléochroïque. Ces cristaux sont beaucoup plus irrégulièrement répartis dans les filons où ils sont souvent altérés par un phénomène sans doute hydrothermal (*calcite*, *chlorite*, *rutile*).

Certains filons, du groupe de Rocozels, montrent l'existence simultanée de deux types de biotite, soit en belles lamelles très fraîches parfaitement hexagonales, soit en fines paillettes

déchirées et à demi chloritisées. Peut-être s'agit-il de filons un peu plus anciens que les autres, et qui auraient subi un léger métamorphisme lors de la venue du grand complexe microgrenu.

— On rencontre dans presque tous les types de l'*amphibole* en proportion assez constante mais faible. Elle est souvent très altérée dans le fond de la roche en produits ferrugineux, mais dans des phénoblastes d'orthose, où elle est très bien conservée, on peut l'identifier comme une hornblende verte moyenne.

— Des fantômes calcitisés, à sections de *pyroxène*, se rencontrent dans les filons déjà cités du groupe de Rocozels ; on trouve également, dans le massif et les filons, de l'*allanite* souvent zonée et métamictie, ainsi que de la *clinozoïsité* dans les types microsyénitiques (où elle est parfois contenue dans des xénolites de quartzite à épidote).

III. ÉVOLUTION CHIMIQUE. — La variation continue des caractères pétrographiques, que l'on suit ainsi du cœur du massif aux filons les plus lointains, pourrait traduire une variation de composition chimique. Des analyses, effectuées sur des quantités significatives prélevées sur des filons en bordure et au cœur du massif, (fig. 1) montrent en fait une identité frappante de composition qui élimine toute incertitude sur la parenté de ces roches et sur le caractère magmatique, au sens le plus large, de tout ce complexe intrusif.

La variable la plus intéressante à considérer est la *teneur en calcium*, soit dans l'analyse brute, soit exprimée par le paramètre *c* de Niggli. Cette teneur semble un peu plus élevée que la moyenne (Daly in Raguin [1957]), et correspond à un magma intermédiaire entre les types « granitique » et « adamellitique » de Niggli

ÉCHANTILLONS	1	2	3 *	4
Teneurs en oxydes :				
SiO ₂	66,50	65,56	64,88	66,59
Al ₂ O ₃	16,07	15,08	15,57	17,46
Fe ₂ O ₃	1,06	0,83	1,28	1,66
FeO	2,40	2,50	2,27	1,63
MnO	0,07	0,09	0,07	0,07
MgO	1,28	2,01	1,40	1,68
CaO	2,44	3,00	2,71	1,36
Na ₂ O	3,25	3,43	2,50	3,00
K ₂ O	5,24	4,75	5,50	5,66
TiO ₂	0,50	0,47	0,51	0,50
P ₂ O ₅	0,16	0,17	0,21	0,17
H ₂ O comb.	0,94	1,44	0,94	0,30
H ₂ O 100° C	0,06	0,20	0,36	0,18
Total	99,97	99,53	98,20	100,26
Paramètres C. I. P. W. Lacroix	I'.4.2.3.	I(II).4.2.3.	I(II).4.2'.3.	I'.4.'2.3.
Paramètres de Niggli :				
al	37,3	36,7	39,8	43,9
fm	26,9	23,8	21,9	22,2
c	10,4	13,4	12,5	6,1
alk	25,3	26,1	25,8	27,8
ti	1,5	1,4	1,6	1,5
p	0,5	0,5	0,4	0,5
k	0,51	0,48	0,59	0,56
mg	0,28	0,52	0,42	0,42
si	261	271	281	283
qz	102	67	78	72

TABL. 1. — Composition chimique.

* Il convient d'ajouter pour cette analyse (n° 3) 1,69 de CO₂.

[Burri et Niggli, 1945]. Il nous faut, dans le cas présent, la rapprocher de la basicité assez forte des plagioclases, et de la présence d'amphibole. Ceci semble indiquer une assimilation partielle des puissantes assises calcaréo-dolomitiques du Géorgien moyen ; mais il est paradoxal de remarquer que c'est précisément dans ces terrains que se trouvent les filons les moins calciques.

L'examen détaillé des filons montre que leurs épontes — ainsi d'ailleurs que la bordure du massif³ — ne sont pratiquement pas métamorphisées, alors qu'on y trouve tous les stades d'évolution d'enclaves schisteuses, depuis la cornéenne jusqu'à la concentration diffuse de biotites et de feldspaths néoformés. Il nous semble donc logique de supposer que l'assimilation des terrains encaissants n'a pu se faire qu'en profondeur, et que le magma était en quelque sorte « inactif » en arrivant aux filons terminaux. Sur une coupe très extrapolée en profondeur (fig. 2) on voit qu'au voisinage du massif

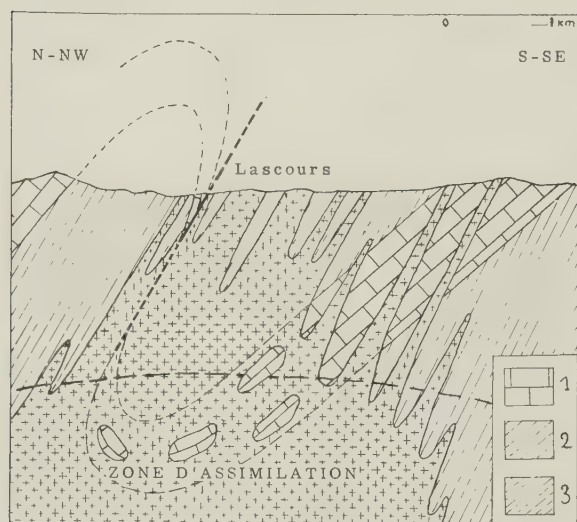


FIG. 2. — Coupe. interprétative

1 : calcaires géorgiens. — 2 : schistes et grès anté-géorgiens. — 3 : schistes acadiens et siluriens. — Les tiretés sont parallèles à la schistosité.

les plans de rupture tectonique sont très obliques par rapport aux structures plissées, de même qu'à une autre échelle la schistosité fait un angle assez fort avec la stratification. Ainsi un filon, situé à l'affleurement au sein des calcaires, est issu en profondeur d'une zone de schistes, et

inversement, ce qui nous fixe approximativement la limite de la zone d'assimilation.

Cette explication des anomalies dans la teneur en calcium est confirmée par l'existence de *xénolites* arrondis, riches en calcite, dans les filons du Silurien, et par la présence d'*enclaves* presque uniquement formées de biotite dans certains filons actuellement encadrés de calcaires. Un raisonnement analogue permet d'expliquer la valeur plus élevée du paramètre *al* de Niggli dans le cas des filons de l'extrême Sud, et la nature microsyénitique de ceux qui au Nord ont traversé surtout les schistes noirs hyperalumineux de Bournac.

Remarquons également que la composition de ces roches de type rhyolitique est nettement différente de celle des rhyolites du Géorgien inférieur [Carron et Collomb, 1959] où la teneur en silice atteint 75 % au lieu de 65 %, mais où on ne trouve par contre que 0,6 % de chaux au lieu de 2,5 % en moyenne. Ceci pourrait peut-être fournir une indication sur l'âge de certains filons que l'on ne peut relier directement au massif, ou qui sont situés dans les Blaviérites.

EN CONCLUSION, nous avons pu mettre en évidence pour les filons et le massif une parenté chimique très nette correspondant à la montée syntectonique d'un magma granitique à la base d'une écaïlle. Ce magma s'est trouvé, au moins lors du développement des cristaux de quartz, à un état vitreux et à une température assez élevée. Il a sans doute assimilé en profondeur des terrains en majorité calcaires, mais son action métamorphique a été presque nulle sur les terrains que nous observons actuellement.

La plus grande abondance des phénocristaux au cœur du massif semble un caractère primitif. Les filons les plus puissants et les moins lointains ont vu s'individualiser un 2^e temps de cristallisation très net, alors que les plus minces et les plus éloignés restaient au stade rhyolitique, ultérieurement dévitrifié. Tout ceci semble bien se relier à une simple variation dans la vitesse de refroidissement, suivant l'épaisseur du magma injecté et sa distance au cœur du complexe.

Par contre la recristallisation générale mise

3. Autour du massif, les roches n'ont subi sur quelques mètres qu'une très faible transformation (légère recristallisation des phyllites). Aussi n'avons nous figuré une auréole de métamorphisme que sur la bordure nord-ouest, où l'on peut identifier de l'andalousite sur quelques dizaines de mètres. Cette dissymétrie est peut-être due à la nature des terrains, à une position oblique du massif en profondeur, ou plutôt à un rejeu postérieur du contact anormal.

en évidence à l'intérieur du massif est nettement postérieure à ce 2^e temps, et ne peut donc s'expliquer de la même façon. L'abondance des inclusions hydrothermales secondaires nous invite à la relier plutôt aux importantes minéralisations que l'on observe dans la région, notamment aux mines de la Rabasse. L. Barrabé et J. Orcel [1943] ont pu distinguer une phase post-hercynienne précoce, surtout quartzeuse,

suivie d'une phase post-triasique très minéralisée. La plus ancienne au moins de ces minéralisations pourrait représenter une sorte de « bouffée posthume » du réservoir magmatique dont serait issu auparavant le microgranite : plus active au cœur du massif, puisque plus proche de son origine, elle aurait pu y amener la formation de ces structures intermédiaires entre les types microgrenus et les granites francs.

Bibliographie

- BARRABÉ L., COLLOMB P. et DEICHA G. (1957). — Utilisation des sphères polies dans les recherches sur les reliquats magmatiques. *Bull. Soc. franç. Minér., Crist.*, t. LXXX, p. 450-452.
- BARRABÉ L. et ORCEL J. (1943). — Rapport géologique préliminaire sur les gîtes métallifères de l'extrémité orientale des monts de Lacau (inédit, déposé au C. N. R. S.).
- BERGERON J. (1889). — Étude géologique du massif ancien situé au Sud du Plateau Central. Thèse Paris, Masson.
- BURRI C. et NIGGLI P. (1945). — Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens. Part I. Zürich.
- CARRON J.-P. (1958). — Étude géologique du massif du Folat (Hérault). Dipl. Ét. sup. Paris (non publié).
- CARRON J.-P. et COLLOMB P. (1959). — Quelques aspects du volcanisme cambrien inférieur dans l'E de la Montagne Noire. *C. R. somm. S. G. F.*, p. 196.
- COLLOMB P. et DEICHA G. (1960). — Problème des contacts intergranulaires dans les granites et les gneiss. *C. R. Congr. géol. intern. Copenhague*, sect. 14, n° 249 (à l'impression).
- DEICHA G. (1955). — Les lacunes des cristaux et leurs inclusions fluides, leur signification dans la genèse des gîtes minéraux et des roches. Paris, Masson et C^{ie}.
- EMMONS R. C. Ed. (1953). — Selected petrogenic relationships of plagioclase. *Mem. geol. Soc. Amer.*, n° 52.
- GÈZE B. (1949). — Étude géologique de la Montagne Noire et des Cévennes méridionales. *Mém. Soc. géol. France*, nouv. sér., t. XXIX, n° 62.
- NICOLAS J. (1957). — Contribution à l'étude géologique et minéralogique de quelques gisements de kaolin bretons. Thèse Paris (1956). Arras, imp. centr. de l'Artois.
- RAGUIN E. (1957). — Géologie du granite (2^e éd.). Paris, Masson et C^{ie}.
- THORAL M. (1935). — Contribution à l'étude géologique des monts de Lacau et des terrains cambriens et ordoviciens de la Montagne Noire. Thèse Paris, Libr. Béranger.

LÉGENDE DE LA PLANCHE VII.

- FIG. 1. — *Rhyolite à structure perlitique* dont les fentes de retrait sont emplies de quartz secondaire. Les nodules sombres correspondent à des éléments de « quartz globulaire ». Ils sont parfois centrés sur de petits cristaux corrodés de quartz. L. N., × 27.
- FIG. 2. — *Rhyolite dévitrifiée*. Le phénocrystal d'orthose (à droite) a un aspect arrondi sans faces bien nettes. Les cristaux de quartz (à gauche et en bas) ont des contours nettement automorphes et assez « corrodés ». Les lamelles de biotite sont très altérées. L. P., × 45.
- FIG. 3. — *Microgranite recristallisé*. On distingue un grand cristal de quartz, initialement corrodé, avec sa bordure en dentelle. Il a fusionné, vers le centre de la préparation, avec un élément de quartz de « 3^e temps ». Remarquer également l'hétérogénéité du fond et, vers le haut, la recristallisation amiboïde d'un petit quartz initialement rhyolitique. L. P., × 27.
- FIG. 4. — *Microgranite très évolué*. L'augmentation de grain du fond est très nette dans certaines plages. En bas, à droite, un contact plan sépare la large bande d'accroissement d'un cristal d'orthose et un bel élément quartzueux de 3^e temps. En bas à gauche, bordure lobée d'un cristal de quartz automorphe de grande taille. Le grand plagioclase montre bien l'interpénétration des structures macées et zonées ; ce cristal englobe vers le haut un cristal de même nature. L. P., × 45.

Sur une paragenèse éphémère à lawsonite et glaucophane dans le métamorphisme alpin en Haute-Maurienne (Savoie)

par François ELLENBERGER *.

Sommaire. — Pluralité de phases dans le métamorphisme alpin du pays de Vanoise. Instabilité de certaines espèces minérales précocement formées lors des phases ultérieures du métamorphisme : grenat, glaucophanes, lawsonite. Ce dernier minéral n'existe plus qu'à l'état de pseudomorphoses ; il s'était développé abondamment dans certains calcaires mésozoïques de la région de Termignon. La paragenèse (subfaciès) à glaucophane-lawsonite a donc existé en Haute-Maurienne comme dans d'autres régions des Alpes et du monde ayant subi l'orogénèse et le métamorphisme alpidien.

1. LE POLYMÉTAMORPHISME ALPIN EN VANOISE. — Dans un travail récent ¹, M. L. Van der Plas montre comment, dans l'Adula, le métamorphisme alpin a comporté trois phases successives, caractérisées chacune par une paragenèse particulière, par une association spéciale de minéraux néoformés. Certaines espèces minérales sont communes aux trois phases et sont restées stables en permanence ; au contraire, les minéraux spéciaux à la première ou la deuxième phase se sont trouvés ultérieurement hors d'équilibre, donc en situation d'être épigénisés par un ou plusieurs minéraux nouveaux. Lorsque le réajustement minéral est incomplet, on peut suivre les étapes des substitutions (ainsi pour la filiation : glaucophane *str. s.* → amphibole bleu-vert → actinote).

Le métamorphisme alpin dans le pays de Vanoise, notamment en Haute-Maurienne et dans le massif de Chasseforêt (région de métamorphisme maximal), nous montre des faits un peu analogues, dont nous avons décrit ailleurs des exemples ². Toutefois la distinction de plusieurs phases, universelles et bien séparées dans le temps, serait un peu prématurée dans l'état des études pétrographiques de ce monde très complexe qu'est la Vanoise *lat. s.* ; du reste le degré maximal de métamorphisme y reste toujours plus faible que dans l'Adula, n'ayant pas atteint les conditions de naissance de la biotite alpine ³.

Des observations nouvelles nous incitent à donner ici quelques précisions sur cette instabilité de plusieurs minéraux essentiels des cristallisations alpines en Vanoise, bien avant que le métamorphisme ait achevé son œuvre. Ce

faisant, il apparaîtra que la Vanoise prend mieux sa place dans l'ensemble des zones métamorphiques d'âge alpin en Europe et dans le monde : ce métamorphisme synorogénique mondial d'âge tertiaire, de type pennique, a produit, comme le souligne De Roever, la plus grande partie du glaucophane et toute la lawsonite actuellement décrites sur tous les continents ⁴. L'absence de la lawsonite en Vanoise paraissait jusqu'ici totale (comme c'est aussi le cas en général dans les Pennides au Nord du parallèle de Turin) et cette absence était choquante par contraste avec l'abondance des amphiboles bleues ; d'autant plus que J. Fabre, dans la région très peu métamorphique immédiatement limitrophe de la nôtre vers le Sud-Ouest, a trouvé de la lawsonite alpine comme minéral d'altération des microdiorites permo-houillères de Bissorte ⁵. En fait, la lawsonite a existé, au moins dans certaines roches de Vanoise, comme minéral porphyroblastique dû au métamorphisme régional, mais ce qui peut en être retrouvé

* Note présentée à la séance du 20 juin 1960.

1. VAN DER PLAS L. (1959) : Petrology of the Northern Adula region, Switzerland. *Leidse geol. Meded.*, D. 24, p. 418-598.

2. ELLENBERGER F. (1958) : Étude géologique du Pays de Vanoise. *Mém. Expl. Carte géol. dét. France*, 561 p., 42 pl., voir notamment p. 363.

3. Voir ELLENBERGER F. (1958) : *Op. cit.*, pp. 142-150, et 356.

4. DE ROEVER W. P. (1956) : Some differences between post-paleozoic and older regional metamorphism. *Geol. en Mijb.*, n. ser., jrg. 18, p. 123-127. Voir VAN DER PLAS (1959) : *Op. cit.*, p. 570, les très intéressantes cartes (pl. I, V et VI) établies d'après De Roever et E. Niggli et une abondante bibliographie.

5. FABRE (1958) : Contribution à l'étude de la zone houillère en Maurienne et en Tarentaise (Alpes de Savoie). Thèse Paris, p. 67 de l'ex. ronéot.

l'est uniquement sous forme de pseudomorphoses dont nous avons mis longtemps à identifier le minéral originel. On peut schématiser le polymétamorphisme alpin en Vanoise (Haute-Maurienne) en disant qu'à une première paragenèse à grenat, glaucophane et lawsonite caractéristique du « glaucophane facies » d'Eskola, a succédé une deuxième paragenèse à épidote, actinote et stilpnomélane, appartenant au « greenschist facies ». La première a cependant une extension régionale moindre que la seconde. Une telle substitution tardive du « greenschist facies » au « glaucophane facies » paraît générale dans les chaînes alpidiennes mais a surtout été décrite clairement (en dehors de l'Adula) en Corse (Brouwer et Egeler) et à Célèbes (De Roever).

Examinons le comportement des minéraux index de cette « première paragenèse ».

2. GRENAT. — Localisé dans la zone la plus profonde, surtout dans les micaschistes du noyau de Chasseforêt, le grenat y atteint parfois la taille d'un pois (gorges du Doron de Termignon). C'est, dans certains cas, un minéral précoce, formé très tôt, avant l'acquisition de la cristallinité actuelle et alors que les parashistes étaient encore des phyllades. C'est du moins ce que montrent les nuages d'inclusions pigmentaires contenues dans les grenats d'une paraglaucophanite du glacier du Pelve; ces nuages y dessinent le fantôme de la texture sédimentaire schisteuse initiale, totalement disparue dans le reste de la roche⁶. Ailleurs, la croissance du grenat date d'un premier état de micaschiste quartzo-sériciteux inachevé, comme en témoignent des grenats poeciloblastiques, parfois à inclusions sigmoïdes. Cette croissance syncinématique paraît s'être faite par rotation locale autour d'axes de linéation tarditectoniques transverses à la mégastructure alpine (aux gorges du Doron de Termignon, axes orientés N 65° E ou N 110° E)⁷.

Ces grenats sont quelquefois restés minéralogiquement intacts; plus souvent ils sont cassés, avec disjonction sur place et cimentation interstitielle de séricite, chlorite, etc. (voir ci-dessous).

Fréquemment ils sont pseudomorphosés, sur leurs bords, quelquefois jusqu'au cœur, en chlorite ou en d'autres produits plus ou moins bien cristallisés. Plus rarement, le grenat est épigénisé en *clinozoïsite* (prasinites des gorges du Doron⁸).

3. GLAUCOPHANE. — Ce terme étant pris dans un sens large (en y comprenant la cros-

site), le glaucophane en Vanoise méridionale est très abondant dans le domaine d'extension du grenat, aussi bien dans les parashistes que dans les dérivés ortho; il peut conférer aux roches une texture nématoblastique orientée selon une linéation régionale (surtout celle orientée N 100 à 110° E). Néanmoins, les aiguilles prismatiques sont le plus souvent indennes de torsions ou de ruptures. En dehors de cette zone profonde, les amphiboles bleues sont sporadiques (on en trouve jusque dans le verrou du Sapey à Modane). Elles ne subsistent souvent que comme reliques locales échappant à une destruction généralisée. Cela dépend en partie de la nature des roches; deux cas sont à considérer :

a) en milieu silicaté (*micaschistes et prasinites paléozoïques*). Revenons aux micaschistes du noyau de Chasseforêt. Les aiguilles et prismes criblant le tissu de nombreuses roches, visibles à l'échelle de la lame mince, sont faites d'un glaucophane pâle, paraissant s'être formé en une ou plusieurs poussées relativement tardives vis-à-vis des déformations subies par la roche (baguettes droites traversant le tissu séricito-chloriteux souvent très déformé). Ce glaucophane semble plus récent que le grenat dans lequel il est rarement inclus et seulement sur ses bords. On voit quelquefois des buissons d'aiguilles droites de glaucophane dans le quartz cimentant des grenats brisés. Cependant, même là où il est actuellement abondant, le glaucophane des micaschistes de Chasseforêt est très fréquemment altéré, surtout en bout de prismes. Le minéral de substitution n'est pratiquement jamais de l'actinote (ou alors en fines aiguilles peu identifiables noyées dans la chlorite); en général c'est de la chlorite⁹, limpide ou mêlée à de l'albite, de la séricite, etc., avec des grains d'ilménite ou d'oligiste. On note parfois une frange vert-bleu vif selon le front d'altération.

Dans le Permien albito-chloritique de la retombée occidentale de Chasseforêt, le glauc-

6. Voir ELLENBERGER F. (1958) : *Op. cit.*, fig. 66, p. 372. Comparer à pl. 15, fig. 5 et 6.

7. Comparer avec les célèbres grenats à inclusions sigmoïdes du versant sud du Gothard, récemment étudiés par l'école de Göttingen.

8. R. Michel signale une telle épigénie pour les grenats alpins de micaschistes à glaucophane de Cuornè (zone Sesia-Lanzo). (Les schistes cristallins des massifs du Grand Paradis et de Sesia-Lanzo. *Sciences Terre*, Nancy, t. I, n°s 3-4, 1953, p. 226.)

9. E. Raguin (Haute-Maurienne et Haute-Tarentaise, *Mém. Expl. Carte géol. dét. France*, 1930) a décrit au vallon du Pâquier, au S de Tignes, cette chloritisation du glaucophane en milieu calcaire.

cophane, bien conservé au cirque du Grand-Marchet, est complètement détruit plus au Sud (cirque des Nants, glacier du Vallonnet, Fond d'Aussois, etc.). Le fait même qu'il ait existé abondamment dans ces roches n'apparaît pas au premier examen. Les sections polies, examinées à l'œil nu, ont un aspect moucheté; ces taches, examinées en lame mince, se résolvent en nuages de grains d'oligiste, englobés dans l'albite et d'autres minéraux alpins tardifs de la roche. Dans les meilleurs cas cela dessine la silhouette caractéristique de sections d'amphibole, que les arguments de continuité identifient comme glaucophane détruit.

b) *En milieu carbonaté*. Dans quelques rares affleurements dispersés au hasard, l'on peut trouver des nids très localisés d'aiguilles d'amphibole bleu foncé (crossite probable) dans des calcaires ou des dolomies d'âge varié (Rhétien, Dogger, Malm¹⁰, Néocrétacé-Paléocène). Or dans la région de la Dent-Parrachée et dans la vallée de l'Arc entre Termignon et l'Esseillon, le glaucophane *lat. s.* paraît avoir eu un grand développement régional dans certains types de roches sédimentaires mésozoïques, en particulier les dolomies noires syngénétiques impures du Rhétien et dans certains calcaires liasiques, etc. En effet l'attaque acide de ces roches les montre parfois criblées d'aiguilles restant en relief après dissolution de la roche (Roc d'Envers de Sollières, « Mont des Polypiers » à la Losa, etc.). Ces aiguilles verdâtres sont formées de séricite, de chlorite, d'albite (souvent en saillie sur la surface de la baguette), etc. Dans d'autres roches la pseudomorphose est en calcite en général limpide. L'étude des lames minces permet de retrouver des sections typiques d'amphiboles. L'existence de termes de passage (cristaux incomplètement altérés) justifie l'attribution de ces pseudomorphoses à du glaucophane détruit ayant eu une vaste extension (bien que capricieuse) en Haute-Maurienne dans les anciens sédiments carbonatés de la série de Vanoise (et sans doute aussi dans les Schistes lustrés).

En résumé, le glaucophane, qui paraît plus récent que le grenat, a subi une régression à peu près totale en milieu carbonaté, partielle en milieu silicaté; la conservation est ainsi meilleure pour le glaucophane pâle des parties profondes du bâti (zone à grenats) que pour le glaucophane bleu foncé des enveloppes.

4. LAWSONITE. — Les mêmes dolomies rhétiennes, si riches en glaucophane pseudomorphosé, montrent souvent (la Losa, etc.) des

sections quadrangulaires d'un minéral détruit, épigénisé en chlorite peu dispersive, en calcite, etc. (Texte-pl. fig. 6). Or certains échantillons de calcschistes du Lias prépiémontais, en aval de Sollières (bois du Monolithe de Sardières, rochers du Châtel, etc.) nous montrent, sur les surfaces préparées par les intempéries, de nombreux cristaux formés de tablettes aplaties rectangulaires ou losangiques paraissant de prime abord intacts, mais en fait toujours complètement pseudomorphosés en calcite, chlorite, etc. (Texte-pl. fig. 5).

Ailleurs (forêt de Sardières au S du Monolithe) on observe un fait curieux : les pseudo-

10. Ainsi le gisement callovien du Roc du Bourget près Modane, où les Ammonites sont lardées d'aiguilles d'amphibole.

LÉGENDE DE LA TEXTE-PLANCHE.

FIG. 1. — Calcaire liasique fossilifère (Rhétien à sections de tests de *Lamellibranches*), « Mont des Polypiers » (contrefort est de la Pointe de Bellocôte au S de la Dent Parrachée). Surface préparée par attaque chlorhydrique, montrant de nombreuses aiguilles de glaucophane, pseudomorphosées en séricite, chlorite, etc. $\times 2$.

FIG. 2. — Marbre chloriteux néocrétacé, carrière des Lozes, 1 km ESE d'Aussois (surface de fissilité naturelle). — Sur le tissu de calcite, chargé de séricite et d'épidote microscopique, on voit se détacher les sections d'anciens cristaux de lawsonite, pseudomorphosés en chlorite, calcite etc. (cette roche contient des vestiges de Foraminifères). $\times 3$.

FIG. 3 et 4. — Marbre chloriteux néocrétacé-paléocène, Roc du Bourget (3 km NE de Modane). Surface de clivage selon un délit sériciteux. — Sections de cristaux losangiques tabulaires de lawsonite idiomorphe, épigénisée en chlorite vert foncé. $\times 2,5$.

FIG. 5. — Calcschiste liasique (faciès prépiémontais) des Rochers du Châtel au N de Bramans (Maurienne). La photographie montre, sur une surface (délit schisteux) préparée par les intempéries, d'anciens cristaux tabulaires de lawsonite pseudomorphosés en calcite. $\times 2,5$.

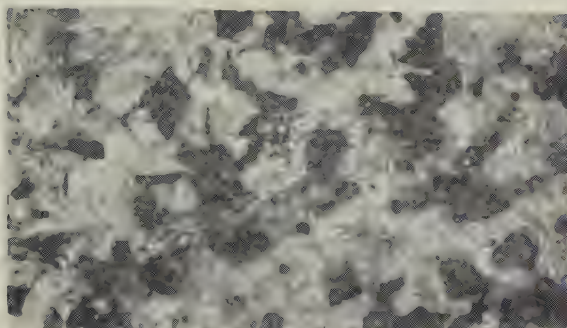
FIG. 6. — Dolomie impure noire, syngénétique, dans le Rhétien du « Mont des Polypiers » (voir fig. 2). Microphotographie en lumière naturelle montrant les sections de lawsonite pseudomorphosée (chlorite surtout). La section du coin droit en bas est épigénisée partie en chlorite, partie en calcite, selon quatre secteurs opposés en diagonale. Sur le bord supérieur, pseudomorphose chloriteuse d'une aiguille de glaucophane. La roche contient aussi ailleurs de l'albite idiomorphe à macle du Roc Tourné. $\times 30$.

FIG. 7. — Microphotographie en lumière naturelle dans un calcschiste liasique prépiémontais de la forêt de Sardières, au S du Monolithe de Sardière (coupe normale au litage schisteux). — On remarque une section quadrangulaire d'un ancien cristal de lawsonite, qui avait englobé la trame pigmentaire du calcschiste encore peu déformé; remarquer par contraste le plissement en dehors du contour du cristal. Le cristal détruit est pseudomorphosé en chlorite, calcite, séricite et stilpnomélane, ce dernier minéral n'existant, dans cette roche, que dans les anciens cristaux de lawsonite. $\times 25$.

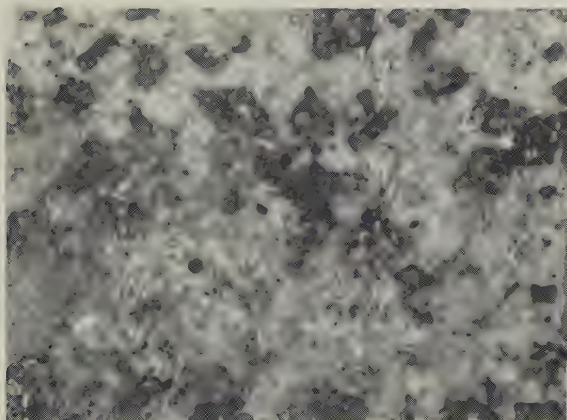
1



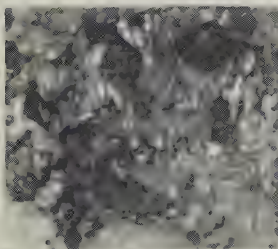
2



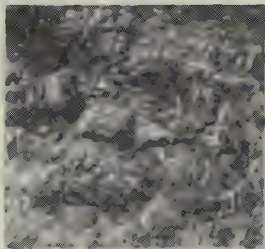
3



4



5



6



7



TEXTE-PLANCHE (Voir légende, page 192).

26 décembre 1960.

Bull. Soc. Géol. Fr. (7), II. — 13

morphoses sont brunes, elles se détachent, vues à l'œil nu, sur les délits schisteux du calcschiste (pseudo-Schistes lustrés). Au microscope (Texte pl., fig. 7), le contour de la section plus ou moins rectangulaire délimite deux régions ; à l'intérieur, au sein du cristal disparu, les anciens feuillets du schiste (ou du moins leur trame pigmentaire qui avait été englobée sans dérangement dans le minéral porphyroblastique) sont restés franchement rectilignes. Dès que l'on franchit le bord du cristal disparu, le tissu du schiste recristallisé est fortement déformé. Autrement dit, la déformation s'est produite entre la cristallisation et la destruction du minéral. Du stilpnomélane en paillettes orientées est localisé exclusivement au sein des pseudomorphoses, surtout constituées pour le reste de chlorite, calcite, quartz, etc.

Le même type de pseudomorphoses en tablettes losangiques existe encore dans divers marbres chloriteux riches en épidote (Néocrétacé-Paléocène) de Haute-Maurienne : ainsi aux carrières des Lozes (Texte-pl., fig. 2) (au S d'Aussois) et au Roc du Bourget (Texte-pl. fig. 3 et 4). En ce dernier point, nous avons recueilli un échantillon caractéristique ; sur les délits sériciteux du marbre impur, l'on voit des aires vertes aux contours nets, parfois en forme de losange parfait, bien planes, atteignant 6 mm de diagonale. L'angle aigu des losanges (moyenne de 8 mesures) a été trouvé voisin de 69°. Or l'angle aigu du prisme de lawsonite est de 67° 1/4 (Lacroix) ; l'accord est satisfaisant, compte tenu de la difficulté des mesures. Il s'agit bien, ici encore, de pseudomorphoses de lawsonite idiomorphe (en chlorite foncée peu dispersive) calcite, etc., qui s'était précocement développée dans la roche et qui s'est détruite bien avant l'achèvement du métamorphisme : car la chlorite épigénisant la lawsonite, dans ces marbres chloriteux, n'est pas distincte, sauf par son groupement en aires losangiques, du reste des paillettes de chlorite dispersée dans la trame de la roche.

Nous avons pu comparer ces pseudomorphoses de Maurienne à de très beaux individus de lawsonite idiomorphe trouvés par A. Michard dans la prasinite de Fiutrusa (zone d'Acceglio, Alpes cottiennes)¹¹.

CONCLUSION. — L'attribution de ces pseudomorphoses à la lawsonite paraît s'imposer, aucun autre minéral alpin n'ayant cet aspect. Il est remarquable que nous n'ayons trouvé

ni lawsonite conservée, ni pseudomorphoses reconnaissables, dans les prasinites si abondantes dans le Paléozoïque de la Vanoise, la lawsonite étant surtout connue ailleurs comme minéral d'altération des roches basiques.

Néanmoins on sait que quelques auteurs ont signalé récemment l'existence du couple lawsonite-glaucophane dans les paraschistes sédimentaires ; c'est le cas notamment des études approfondies de P. Routhier en Nouvelle Calédonie¹², qui a pu cartographier de façon précise l'extension régionale de ces subfaciès de métamorphisme (existence d'un front des glaucophanites) ; dans une zone plus profonde, il est remplacé selon l'auteur par un subfaciès à épidote-glaucophane.

Dans la Vanoise, trois minéraux précoces du métamorphisme alpin, grenat, glaucophane et lawsonite, ont à des degrés divers subi les effets d'un changement d'équilibre physico-chimique, responsable de leur disparition partielle bien avant que les cristallisations du métamorphisme alpin soient achevées. Cependant la naissance de ces trois espèces minérales n'avait sans doute pas été simultanée ; leurs zones d'extensions respectives ne coïncidaient pas spatialement : en particulier il n'est pas certain que la lawsonite ait jamais cristallisé dans la zone où se développe du grenat. Si cette incompatibilité se confirmait, le faciès à glaucophane en Vanoise se serait différencié spatialement en un sous-faciès plus profond à épidote et à grenat et un sous-faciès moins profond à lawsonite. Il apparaît de plus en plus que le métamorphisme alpin avec sa zonéographie, ses gradients, ses paragénèses successives ou juxtaposées, est aussi complexe que son déterminisme reste obscur. La zone à chlorite du métamorphisme alpin (soit le gros des zones internes alpines) est certainement très différente de la « zone des micaschistes supérieurs » telle que les géologues du Massif central français l'ont défini. En cela, nous rejoignons entièrement l'opinion précitée de De Roever.

11. Voir MICHARD A. (1959) : Contribution à l'étude géologique de la zone d'Acceglio-Longet dans la Haute-Varaita (Alpes cottiennes, Italie). *B. S. G. F.* (7), I, p. 55. Ce gisement était connu de S. Franchi (Sopra alcuni nuovi giacimenti di rocce a lawsonite. *Bol. Soc. geol. Ital.*, vol. 16, 1897, p. 73-76).

12. ROUTHIER P. (1950) : Sur les conditions de formation de la glaucophane. *Cahiers géol.*, Thoiry, n° 1, p. 3-5. — (1953) : Étude géologique du versant occidental de la Nouvelle-Calédonie. *Mém. Soc. géol. France*, nouv. sér., t. XXXII, n° 67, pp. 152 et 161-163. Comparer avec DE ROEVER W. P. (1950) : Preliminary notes on glaucophane-bearing and other crystalline schists... *Proc. k. Nederl. Ak. Wetensch.*, vol. LIII, n° 9.

L'anatomie crânienne de deux Créodontes du Paléocène de France

par Donald E. RUSSELL*.

PLANCHE VIII.

Sommaire. — Brève description des os du crâne : foramina et circulation carotidienne.

On connaît maintenant quatre crânes d'*Arctocyon* BLAINVILLE, en assez bon état, des dépôts paléocènes (Thanétien) du mont de Berru près de Cernay-lès-Reims. Récemment, un crâne complet d'un Créodonte plus petit, *Arctocyonides* LEMOINE, y a été trouvé aussi. Il semble utile de donner ici une brève description anatomique de ces nouveaux matériaux, en attendant la publication de leurs descriptions détaillées.

Les similitudes qui existent entre ces deux Carnivores primitifs sont frappantes, bien qu'on ne puisse pas douter de leur distinction générique. Chez tous deux le museau est d'une longueur modérée. Il y a un rétrécissement au-dessus de P² et une profonde dépression verticale en avant de la canine pour recevoir la canine de la mâchoire inférieure. Les nasaux (*n*), prémaxillaires (*pm*), maxillaires (*m*), et frontaux (*f*) sont d'une configuration semblable, avec une seule différence existant dans la direction de la suture prémaxillo-maxillaire latérale qui passe à travers la dépression précanine. Chez *Arctocyon* cette suture tourne en direction antérieure avant de se courber en arrière pour rejoindre les nasaux ; chez *Arctocyonides* la direction postérieure de la suture est continue.

Les nasaux sont longs et étroits, et rencontrent les frontaux en une pointe émousée, ce qui permet un contact entre le frontal et le maxillaire. A la différence des Carnivores plus récents, les orbites se trouvent postérieurement, au-dessus de M¹ et M². Il n'y a pas de processus post-orbitaire du jugal (*j*) et seulement une faible protubérance de la crête sus-orbitaire du frontal. Comme on peut s'y attendre chez un animal plus gros, celle-ci est plus massive chez *Arctocyon* et la crête sagittale beaucoup plus développée que chez *Arctocyonides*.

La boîte crânienne est extrêmement petite

chez les deux Créodontes, avec un fort rétrécissement post-orbitaire allongé qui sépare les lobes olfactifs du cerebrum. Ce sont les squamosaux (*sq*) qui couvrent la plus grande partie de la cavité cérébrale. En arrière, les pariétaux (*pa*) surplombent l'occiput et s'étendent bien au-delà des condyles occipitaux.

Les arcades zygomatiques s'écartent latéralement pour donner aux crânes, en vue dorsale, un profil en forme de V. Elles ne sont pas particulièrement massives chez ces Créodontes.

En vue palatine, la rangée des incisives n'est pas transversale, mais dessine une courbe autour de l'extrémité du museau. Les petits trous palatins antérieurs (*t. p. a.*) se trouvent loin en avant des canines et sont bordés en arrière et latéralement par des lobes des maxillaires. Le palais est long et étroit et se termine en un bord renflé vers le milieu de chaque palatin (*pal.*). Chez *Arctocyon* ces bourrelets sont transverses et comprennent la limite antérieure de la zone gutturale en face du côté postérieur des M³. Ces bourrelets sont obliques chez *Arctocyonides* et se trouvent en face des M². La zone gutturale est longue avec des parois élevées qui ne se courbent pas médianement le long du bord ventral. En profil latéral, le bord ventral baisse graduellement, atteignant une hauteur maximale au niveau du trou déchiré antérieur (*t. d. a.*). De là il se relève vers la région du trou ovale (*t. o.*) sans aucune saillie. On n'a pas trouvé le vomer dans le toit de la zone gutturale parce que cette région est endommagée, mais un présphénoïde (*ps*) en losange existe près de l'extrémité antérieure. En arrière, les os palatins (ou ptérygoïdes, aucune suture de séparation n'a pu être observée) se rencontrent

* Note présentée à la séance du 20 juin 1960.

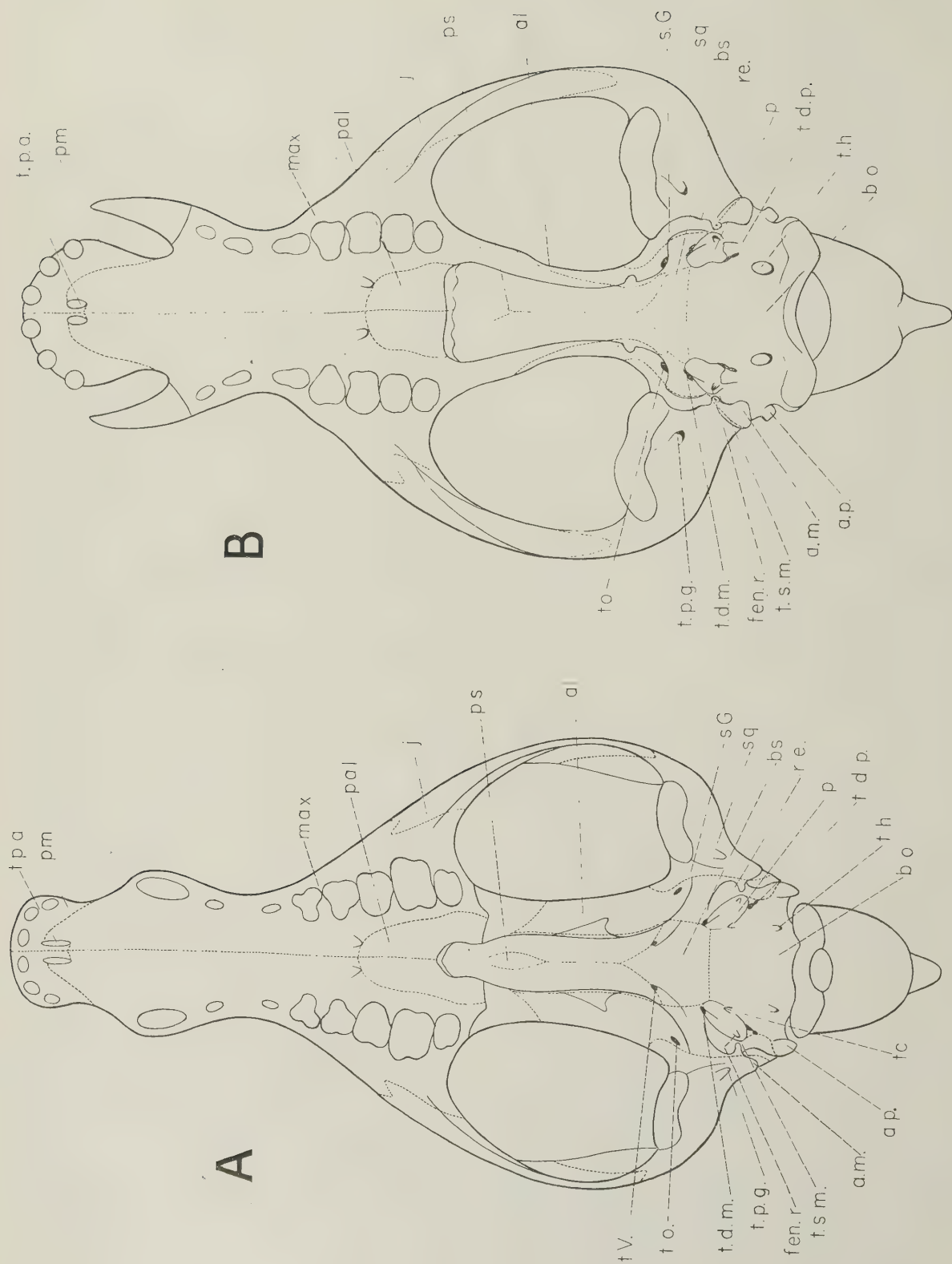


FIG. 1. — Vue ventrale reconstituée.

A : *Arctocyonitides* $\times 1$ env. — B : *Arctocyon*, $\times 2/3$. Légende dans le texte.

dans le toit pour former une assez longue suture médiane. Postérieurement, ils s'écartent du plan médial et recouvrent le basisphénoïde.

La zone gutturale est embrassée par les alisphénoïdes (*al*) sur la plus grande partie de sa longueur. Les alisphénoïdes, ainsi, s'étendent depuis la région tympanique, formant vers l'avant des éperons dorsaux et ventraux au-delà du trou déchiré antérieur. Le trou ovale et le trou grand rond (*t. r.*) sont renfermés dans l'alisphénoïde et, par le moyen des éperons, celui-ci forme le bord externe du trou déchiré antérieur. Il n'y a pas de canal alisphénoïdien.

L'orbitosphénoïde (*o*) peut être identifié dans la paroi médiane du trou déchiré antérieur et il est, sans aucun doute, traversé par le trou optique (*t. op.*), mais son contact avec le palatin et le frontal est perdu à cause de l'écrasement de la paroi orbitaire. Les trous cranio-orbitaire (*t. c.-o.*) et ethmoïde (*t. e.*) sont probablement creusés dans le frontal.

Le développement orbitaire et le développement facial du lacrymal (*l*) sont presque égaux. Un tubercule lacrymal existe chez *Arctocydon* et le trou lacrymal se trouve dans une poche en avant de l'orbite. Chez *Arctocydonides* le tubercule manque et le trou lacrymal est à l'extrémité antérieure de l'orbite, mais encore dans celle-ci. La partie sous-orbitaire du maxillaire est large, plate et massive, et ne remonte qu'un peu sur la paroi orbitaire. Un large contact lacrymo-palatin est ainsi permis. Postéro-médianement, dans la suture maxillo-palatine, se trouve un seul orifice pour les trous post-palatin et sphéno-palatin.

Bien qu'il existe, dans la base du crâne, de plus grandes différences, on ne peut pas nier un rapport assez proche entre les deux Créodontes.

Sur le côté postérieur de l'apophyse postglossale, faisant parallèle médianement à la suture squamoso-alisphénoïde, se trouve un long et large sillon, la scissure de Glaser (*s. G.*), dans laquelle passait la corde du tympan. Près de son extrémité postérieure, latéralement, est un grand trou postglossal (*t. p. g.*). Chez *Arctocydonides* un trou Vidien (*t. V.*) se trouve à la limite antérieure du basisphénoïde (*bs*) dans la zone gutturale, ce qui manque chez *Arctocydon*. Un faible sillon trace la route du nerf Vidien depuis la région du trou déchiré moyen (*t. d. m.*) jusqu'au trou Vidien chez *Arctocydonides* mais chez *Arctocydon* ce sillon disparaît près du trou ovale.

Il n'y a pas de bulle tympanique chez les Créodontes cernaysiens, ni aucune indication

d'un anneau tympanique. Le rocher (*p*) est exposé obliquement sur la base du crâne. Il aboutit antérieurement contre l'alisphénoïde et médialement contre le basisphénoïde ou le basioccipital (*bo*).

Ainsi le trou déchiré moyen est partiellement couvert. On peut le voir débouchant latéralement et au-dessus du rocher, à l'extrémité médiane du tegmen tympani. Le trou carotidien (*t. c.*) chez *Arctocydonides* est séparé du trou déchiré postérieur (*t. d. p.*) et se trouve au milieu de la longueur du rocher, entre celui-ci et le basioccipital. Chez *Arctocydon*, le trou carotidien est peut-être continu avec le trou déchiré postérieur et, par conséquent, situé plus en arrière.

Ni chez l'un, ni chez l'autre, le sinus pétreux inférieur n'est différencié du trou déchiré postérieur. Celui-ci se trouve au bout postéro-médian du rocher. Encore au milieu, et plus en arrière, s'observe un grand trou pour le nerf hypoglossal (*t. h.*).

Une apophyse, creusée pour le support de l'appareil hyoïdien, s'étend depuis le mastoïde (*m*) vers la fenêtre ronde (*fen. r.*) pour former, ainsi, le trou stylomastoïdien primitif (*t. s. m.*). Pourtant, il n'y a pas d'apophyse correspondante du rocher. L'aqueduc de Fallope s'ouvre dorso-antérieurement par rapport à la fenêtre ovale (*fen. o.*) avec un sillon pour le nerf facial qui le relie au trou stylomastoïdien. Le récessus épitympanique (*r. e.*) se trouve en face de la fenêtre ovale. Près de son extrémité antérieure est un trou pour l'entrée dans le crâne de l'artère stapédienne. Il s'ouvre tout près, mais au-dessous et en avant, de l'aqueduc de Fallope.

Grâce aux trous et aux sillons sur la surface du promontoire du rocher, il est possible de reconstituer les trajets des branches de l'artère carotide interne. Il est presque certain, surtout chez *Arctocydonides*, qu'une branche de l'artère avait un parcours médian par rapport au rocher, le long du basioccipital. Une branche latérale se sépare de cette artère médiane pour traverser le rocher et pour se diviser encore sur celui-ci. La branche stapédienne est nettement indiquée par une entaille et un sillon au-dessous du crâne. Il y a aussi de bonnes raisons de croire que, chez *Arctocydonides* une branche promontoire de l'artère a passé latéralement sur le rocher pour entrer dans le trou déchiré moyen. Cette branche était beaucoup plus grande que l'artère stapédienne.

Cependant, chez *Arctocydon*, l'existence d'une branche promontoire n'est pas certaine. Tous les échantillons sont abîmés près du trou déchiré

moyen et le sillon qui a servi à cette branche sur la surface du promontoire ne peut pas être déterminé avec assurance. A cause de la similitude entre les deux genres et dans la mesure où se présentent des indications, il paraît vraisem-

blable qu'une grande branche promontoire de l'artère existait aussi chez *Arctocyon*.

L'apophyse mastoïde (*a. m.*) est basse et bulbeuse avec sa surface antérieure constituée du squamosal. Un large sillon sépare les apophyses

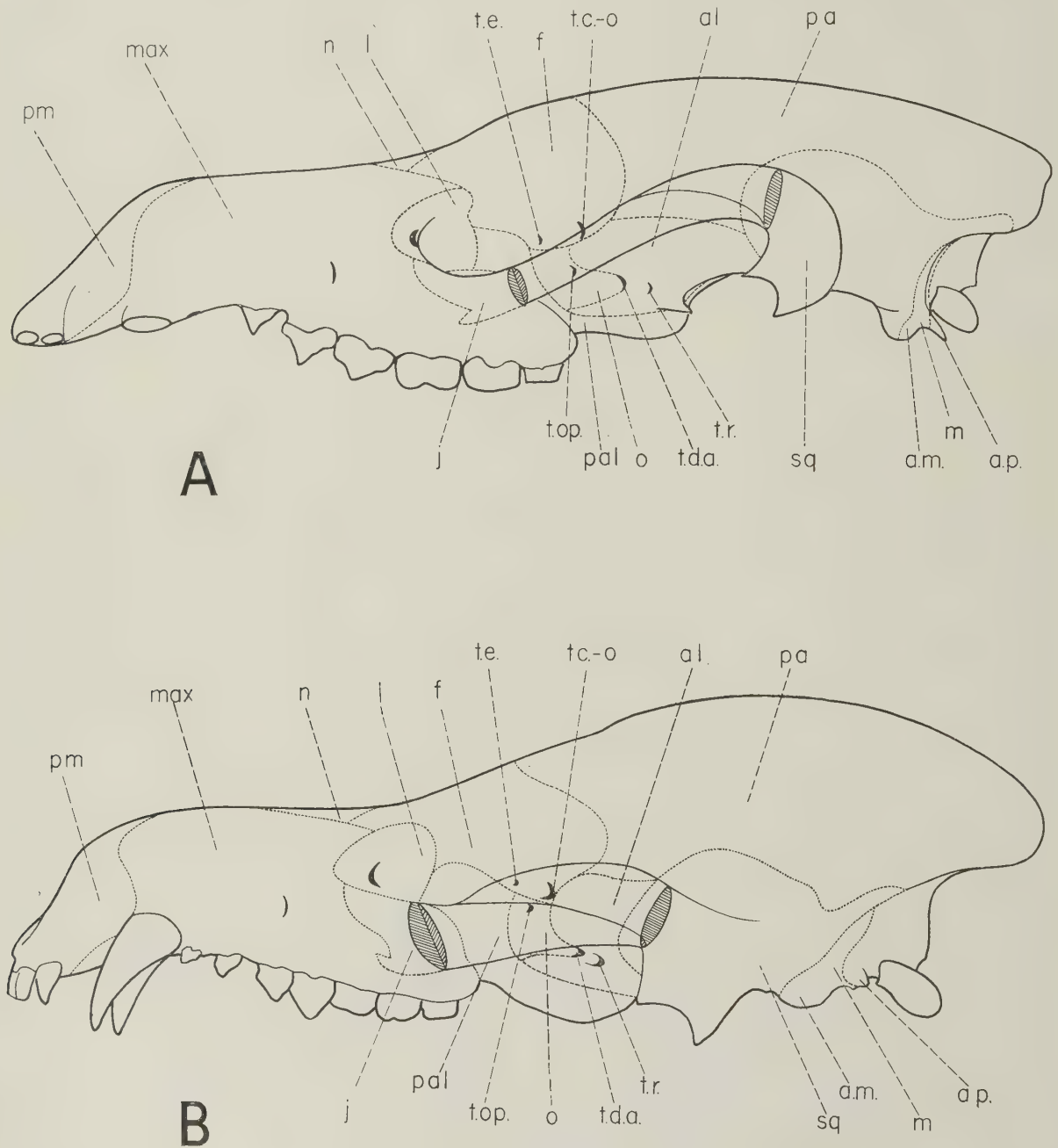


FIG. 2. — Vue latérale reconstituée.

A : *Arctocyonides* $\times 1$ env. — B : *Arctocyon*, $\times 2/3$. Légende dans le texte.

mastoïde et paroccipitale (*a. p.*) par lequel passait le nerf facial.

La mastoïde est exposée à la fois sur le côté du crâne et dans l'occiput où elle s'étend jusqu'à mi-distance du pariétal. Chez *Arctocyon*, l'apophyse paroccipitale a la forme d'une cheville avec une pointe rugueuse qui se dirige un peu postérieurement. Cette apophyse chez *Arctocyonides* a une pointe aiguë avec sa surface antéro-ventrale plate et inclinée. Pourtant, elle se dirige dans la même direction. La mastoïde forme la partie antérieure de l'apophyse paroccipitale.

L'occiput est borné latéralement par des fossés profonds. Il se relève verticalement au-dessus du trou occipital au niveau de la partie postérieure de la suture squamoso-pariétale où il se courbe vers l'arrière pour s'étendre en une large projection arrondie bien au-delà des condyles occipitaux.

Les condyles occipitaux sont bien écartés sur les côtés latéro-ventraux du trou occipital. Il n'y a pas d'apophyses médianes au-dessus du trou occipital où sa limite avec l'occiput est lisse et continue.

LÉGENDE DE LA PLANCHE VIII.

FIG. 1. — Crâne d'*Arctocyonides* vue ventrale. $\times 1$.

FIG. 2. — Crâne d'*Arctocyon*, vue ventrale. $\times 2/3$.

a. m. : apophyse mastoïde ; *a. p.* : apophyse paroccipitale ; *fen. o.* : fenêtre ovale ; *fen. r.* : fenêtre ronde ; *p* : os pétreux ; *s. G.* : scissure de Glaser ; *t. c.* : trou carotidien ; *t. d. a.* : trou déchiré antérieur ; *t. d. m.* : trou déchiré moyen ; *t. d. p.* : trou déchiré postérieur ; *t. h.* : trou hypoglossal ; *t. o.* : trou ovale ; *t. p. g.* : trou postglenoïdien ; *t. r.* : trou grand rond ; *t. s. m.* : trou stylomastoïdien.

Microfaciès caractéristiques du Trias lorrain

par Jean RICOUR et Jacques DE MAUTORT*.

Sommaire. — Les auteurs décrivent les microfaciès des différents niveaux détritiques, calcaréo-dolomitiques et salifères du Trias français. A défaut de repère macro- et micropaléontologique, les auteurs pensent que ces faciès ont une signification stratigraphique, tout au moins à l'échelle de la France.

La macropaléontologie et la micropaléontologie ne jouent qu'un rôle minime dans l'étude des problèmes stratigraphiques propres au Trias lorrain.

Les macrofossiles caractéristiques sont rares. Si nous essayons de définir des biozones pour l'ensemble du Trias de l'Est de la France, nous pouvons à la rigueur envisager les subdivisions suivantes, de haut en bas :

— « zone à *Equisetum mytharum* » du Keuper moyen¹ ;

— « zone à *Myophoria goldfussi* » du Muschelkalk supérieur, quoique ce fossile ait subsisté jusqu'au Keuper moyen ;

— « zone à *Cératites* », quoique ce genre ne soit pas connu en France, en dehors de la Lorraine et de la Provence.

Nous disposons ainsi de trois zones paléontologiques, ce qui est bien peu pour un ensemble de près de 1 000 m d'épaisseur en Alsace septentrionale.

Les microfossiles, quant à eux, sont presque totalement absents. Les Foraminifères notamment sont très rares et, malgré des études très poussées, n'ont jamais pu servir de jalons pour une échelle stratigraphique précise. L'étude des Ostracodes, des Conodontes et des pollens paraît devoir fournir des résultats plus valables, bien que de toute façon elle ne semble être d'aucun secours pour établir des subdivisions fines.

Devant cette carence de la paléontologie, le stratigraphe n'a qu'un recours : utiliser les faciès. On sait combien cette méthode doit être maniée avec prudence en raison des passages latéraux rapides toujours possibles. Une longue expérience des terrains triasiques nous permet toutefois de penser que, pour l'ensemble de la France, ce critère est valable. En effet, nous

savons que le « paysage triasique » était, en Europe occidentale, tout à fait exceptionnel. L'absence de dénivellation brutale, dans le relief continental ou sous-marin, permettait aux faciès les plus fugaces, comme ceux du Grès à Roseaux ou de la Dolomie moellon du Keuper moyen, d'avoir une extension énorme (près de 1 000 km). D'autre part, on peut être certain qu'un niveau détritique comme le Grès à Roseaux n'est pas un passage latéral néritique d'un autre niveau germanique, puisqu'il est connu jusqu'en Autriche (Lunz) où il s'insère dans une série franchement marine. On ne peut imaginer non plus, dans le cas du bassin de Paris, que les marnes irisées que nous avons classées dans le Keuper supérieur [Ricour, 1959], et qui sont largement transgressives sur le Muschelkalk supérieur, représentent un passage latéral de cet étage, puisque nous avons démontré que l'équivalent de ce dernier vers le continent est un faciès gréseux.

Nous considérons donc certains faciès comme étant des niveaux-repères valables, tout en gardant toujours à l'esprit la possibilité de similitudes de faciès ou d'un passage latéral. Le milieu très particulier dans lequel les dépôts du Trias se sont constitués permet l'emploi d'une telle méthode.

L'importance des faciès des diverses assises du Trias étant démontrée, nous allons tenter de dégager les traits caractéristiques des principaux d'entre eux. Nous étudierons d'abord les niveaux gréseux, puis les niveaux calcaires et dolomitiques, pour terminer par les évaporites.

* Note présentée à la séance du 20 juin 1960.

1. Ce fossile a également été trouvé dans la Lettenkohle du Jura ; mais, en raison des complications tectoniques, il se pourrait que le lambeau attribué à la Lettenkohle appartint en réalité au Grès à Roseaux du Keuper moyen.

1. NIVEAUX GRÉSEUX. — Les principaux niveaux gréseux du Trias lorrain sont [Ricour, 1956], de bas en haut :

- le Grès d'Annweiler² ;
- le Grès vosgien (Trias inférieur) ;
- les grès des Couches intermédiaires (Trias inférieur) ;
- le Grès à *Voltzia* (Trias inférieur) ;
- le Grès coquillier (Muschelkalk inférieur) ;
- le grès de la partie moyenne de la Lettenkohle (très discontinu) ;
- le Grès à Roseaux du Keuper moyen.

D'autres horizons, comme la Dolomie à *Myophoria orbicularis* du Muschelkalk inférieur, sont toujours plus ou moins gréseux sans que toutefois les éléments clastiques y soient dominants. Nous les étudierons en même temps que les niveaux carbonatés.

a) *Grès d'Annweiler* (Texte-pl. I, fig. 1) (Permien ?). C'est un grès fin à ciment argileux, micacé, rouge pourpre, contenant localement des lits, ou plus rarement des bancs, décolorés, ocres ou blanchâtres. Il présente parfois des taches d'oxyde de fer ocre foncé qui recouvre les parois de cavités dues à la dissolution de cristaux de dolomite ou de calcite (« Tigersandstein » des Allemands).

En lame mince, ce niveau apparaît comme étant un grès feldspathique à grain fin (diamètre : 0,35 mm) dont les éléments sont orientés parallèlement aux plans de stratification. La pigmentation rouge est principalement concentrée dans les grains constitués par des fragments gréseux. La roche comporte de nombreux feldspaths, dont certains ont des formes bien conservées. Enfin, les grains de quartz sont souvent intimement engrenés. Cette structure est due à une recristallisation du ciment, phénomène fréquent dans les grès permien.

b) *Grès vosgien* (Trias inférieur) (Texte-pl. I, fig. 2 et 3). Le Grès vosgien se divise en deux ensembles qui ne sont séparés par aucune limite précise.

— *Le Grès vosgien inférieur*. Grès à grain moyen (0,2 à 0,5 mm), souvent bien cimenté et conglomératique, contenant des lits argileux très irrégulièrement répartis. Le mica y est fréquent mais peu abondant, les feldspaths nombreux. Rouge violacé, plus clair que le Grès d'Annweiler, il est, comme ce dernier, souvent taché de brun.

En lame mince, ce niveau nous apparaît comme étant un grès arkosique grossier à grains plus ou moins arrondis. Certains de ceux-ci sont constitués par des fragments de grès remaniés. Chaque grain a des contours nets,

qui le distinguent bien du ciment constitué par un grès très fin légèrement argileux.

— *Le Grès vosgien supérieur*. La partie supérieure du Grès vosgien se distingue de l'inférieure par sa couleur plus claire : rouge brique, ou blanc jaunâtre (décoloration). Ce niveau est moins riche en argile et en galets. La stratification y est plus régulière et les ripple-marks fréquents. Le mica y est très rare.

Certains bancs sont formés de grains de quartz parfaitement arrondis (Texte-pl. I, fig. 3) et calibrés.

c) *Grès des Couches intermédiaires* (Trias inférieur). Les Couches intermédiaires forment un ensemble de grès feldspathique, micacé, argileux, rouge violacé, souvent décoloré ; de grès irrégulièrement imprégné de dolomie ; d'argile sableuse et de conglomérat, répartis d'une façon extrêmement peu uniforme.

Une étude au microscope montre la texture générale de la roche (Texte-pl. I, fig. 4). Il s'agit d'arkose plus ou moins rubéfiée, à ciment abondant, dolomitique, comportant des éléments bréchiques remaniés, formés de dolomie finement gréseuse et feldspathique.

Ce niveau est souvent riche en concrétions de cornaline dont l'aspect, en lame mince, est celui de masses siliceuses peu transparentes.

d) *Grès à Voltzia* (Trias inférieur). Le Grès à *Voltzia* est un grès à grain moyen, très riche en micas qui soulignent souvent les joints de stratification. Il est en général lité et formé de très gros bancs. Sa couleur est rouge violacé, plus ou moins foncé, mais il est souvent décoloré en jaune paille ou en blanc.

Des niveaux irréguliers de schiste argilo-sableux vert et rouge s'intercalent surtout à la partie supérieure de la formation. M. L. Grauvogel [1947] a prouvé que les dits niveaux correspondent aux rivages d'anciens courants, et qu'ils sont extrêmement riches en fossiles animaux (continentaux ou marins) et végétaux.

En lame mince, ce grès se montre (Texte-pl. I, fig. 5) formé de quartz anguleux (diamètre : 0,08 mm) noyés dans un ciment argileux abondant. Les micas (muscovite) forment des lits parallèles à la stratification.

e) *Grès coquillier* (Muschelkalk inférieur). Le Grès coquillier (équivalent du Grès de Ruau des Vosges) est un ensemble formé d'une alternance de bancs irréguliers et peu épais (1 m maximum) de grès gris ou rose, grès argileux et

2. L'un de nous (J. R.) a proposé en 1954 de rattacher ce niveau au Permien, comme le faisait d'ailleurs E. Haug.

argile, et grès dolomitique s'altérant en jaune ocre.

Au microscope, certains bancs uniquement gréseux présentent un aspect en tous points identique à celui du Grès à *Voltzia*. Les niveaux carbonatés présentent, par contre, des caractères qui les individualisent très nettement dans toute la série du Trias. Ce sont les seuls niveaux où se trouvent intimement mêlés du quartz, des carbonates, des débris de coquilles, des débris d'entroques et des débris végétaux. La figure 6 (Texte-pl. I) montre une dolomie calcareuse très gréseuse avec feldspaths et muscovite, riche en débris de coquilles et de petites entroques.

f) *Grès de la Lettenkohle moyenne*. La partie moyenne de la Lettenkohle est formée de marne grise, verte, rouge, et surtout noire, qui alterne avec des petits bancs de calcaire dolomitique en plaquettes, jaune pâle. Des bancs gréseux, souvent peu épais, s'intercalent dans cette formation, mais parfois le faciès gréseux envahit tout l'ensemble.

Au microscope, les niveaux gréseux apparaissent comme étant un grès à grain fin ou moyen (0,15 mm), anguleux, glauconieux, chloriteux et pyriteux, riche en feldspaths et débris charbonneux. Il est impossible de distinguer ce grès, par son faciès, du Grès à Roseaux du Keuper moyen.

g) *Grès à Roseaux* (Keuper moyen). Ce niveau comprend un grès gris-vert, légèrement micacé et feldspathique, à débris végétaux, une pelite grise à débris végétaux, un schiste noir à Végétaux ou à *Estheria*, et parfois de la houille. En profondeur, les niveaux gréseux sont souvent des grès à ciment d'anhydrite, mais ce ciment est toujours dissous en surface. Les variations de faciès et d'épaisseur du Grès à Roseaux sont fréquentes et rapides.

En lame mince, il apparaît formé de quartz anguleux, réguliers, assez petits, de feldspaths abondants plus ou moins altérés, de muscovite et de glauconie. Le ciment, abondant, est argileux et ferrugineux.

Conclusion. Les figures 1 à 6 (Texte-pl. I) montrent que les microfaciès permettent de distinguer les divers horizons gréseux du Trias. Seuls les grès de la Lettenkohle et ceux du Keuper moyen ne présentent pas de caractères microscopiques distinctifs. Il est bien entendu que ces faciès évoluent vers la bordure des bassins, et que les critères énumérés ci-dessus y perdent de leur valeur.

2. NIVEAUX CARBONATÉS. — Les niveaux carbonatés les plus importants du Trias lorrain sont [Ricour, 1956], de bas en haut :

la Dolomie à *Myophoria orbicularis* (Muschelkalk inférieur) ;
les Calcaires blancs (Muschelkalk moyen) ;
le Calcaire à entroques (Muschelkalk supérieur) ;
les Couches à Cératites (Muschelkalk supérieur) ;
le Calcaire à Térébratules (Muschelkalk supérieur) ;
les dolomies de la Lettenkohle ;
la Dolomie moellon (Keuper moyen).

a) *Dolomie à Myophoria orbicularis* (Muschelkalk inférieur). La Dolomie à *Myophoria orbicularis*, comme les bancs dolomitiques du Grès coquillier, est toujours riche en quartz anguleux. C'est une dolomie gris-beige, très souvent calcareuse et lumachellique. Sa pâte est fine et parfois marneuse. Les bancs ont de 10 à 50 cm d'épaisseur. Certains bancs sont parfois très riches en glauconie. Au sondage de Sarreinsming (Moselle), ce minéral se présente en grains irréguliers de 1 à 3 mm de diamètre disposés parallèlement à la stratification.

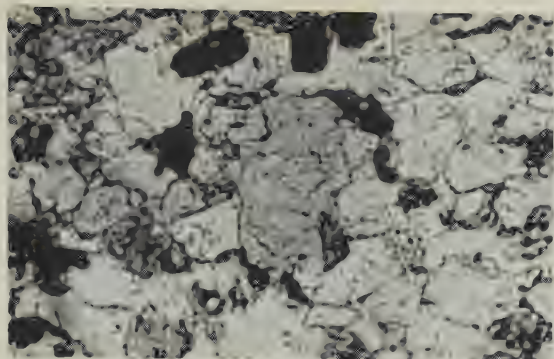
En lame mince, la Dolomie à *Myophoria orbicularis* est toujours gréseuse, quoique son aspect général puisse varier considérablement. Elle apparaît tantôt comme une dolomie caverneuse, contenant de gros éléments remaniés encroûtés. Les vacuoles tiennent ici la place des grains de glauconie, qui ont vraisemblablement été soit libérés au cours du forage, soit détruits au cours de la préparation de la lame mince. Les grains de quartz sont parfois nombreux et régulièrement répartis dans l'ensemble de la roche. Parfois les quartz sont disposés en lits onduleux (Texte-pl. I, fig. 7). Ces lits quartzueux sont également soulignés dans cet échantillon par des minéraux argileux.

b) *Calcaires blancs* (Muschelkalk moyen). Les Calcaires blancs comprennent un calcaire crayeux blanc en petits bancs ; une dolomie tendre en plaquettes, de couleur très claire ; et fréquemment des alignements de nodules de silex.

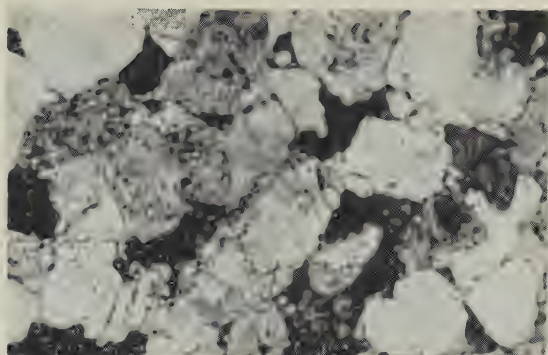
TEXTE-PLANCHE I.

1 : Grès d'Annweiler ; carrière de Niederbronn (lame n° 12282) ; grès à quartz engrenés et feldspaths à formes bien conservées ; × 2 env. — 2 : Grès vosgien ; sondage de Valmont, 506,2 m (lame n° 11971) ; grès arkosique ; × 22. — 3 : Grès vosgien ; carrière à 3,5 km à l'E de Bitche ; microphotographie ; × 9. — 4 : Grès à cornaline des Couches intermédiaires ; sondage de Valmont, 268,2 m (lame n° 11972) ; texture générale de la roche ; × 6. — 5 : Grès à *Voltzia* ; sondage de Valmont, 219,9 m (lame n° 12310) ; grès à lits micacés ; × 6. — 6 : Grès coquillier ; sondage de Valmont, 205 m (lame n° 11967) ; dolomie gréseuse à débris de coquilles et d'entroques ; × 6. — 7 : Dolomie à *Myophoria orbicularis* ; sondage de Valmont, 174,05 m (lame n° 11958) ; dolomie marno-gréseuse ; × 6. — 8 : Calcaires blancs ; sondage de Valmont, 90,8 m (lame n° 11949) ; rhomboédre de dolomite translucide dans une pâte de calcaire marneux ; × 6.

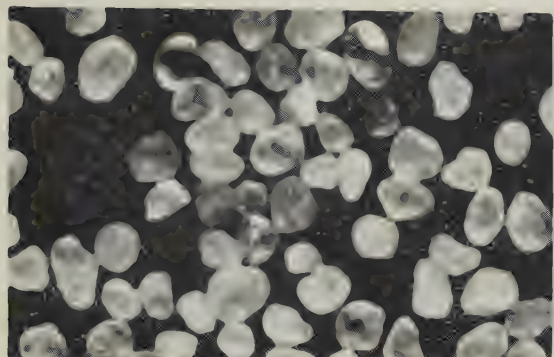
1



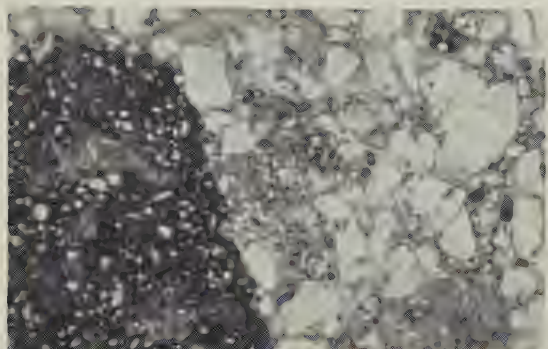
2



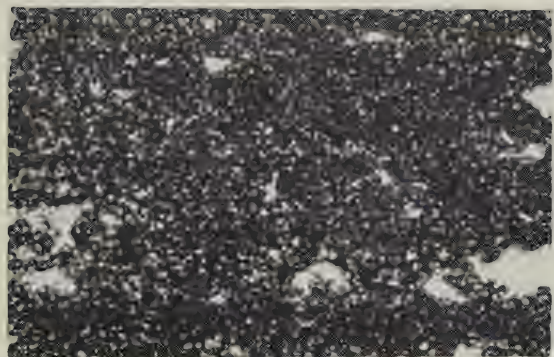
3



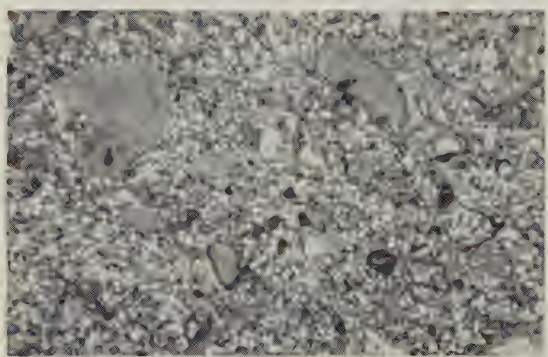
4



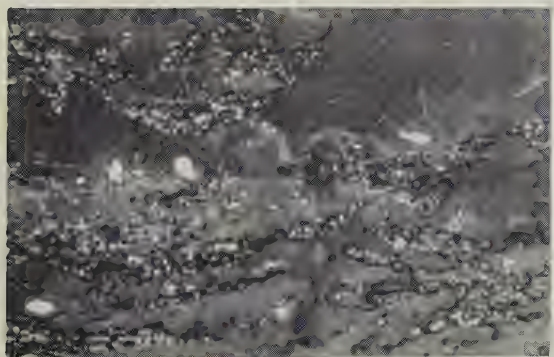
5



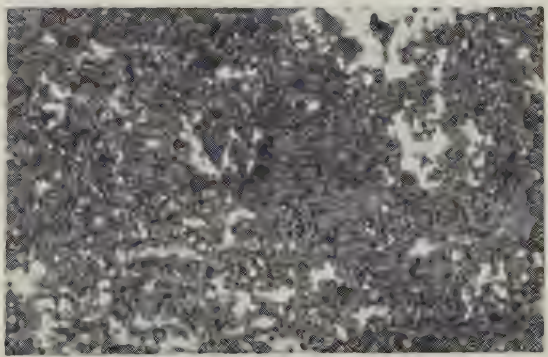
6



7



8



En lame mince, ils ne présentent pas de caractères distinctifs très nets. La roche est néanmoins le plus souvent très recristallisée. La figure 8 (Texte-pl. I) donne une idée de l'aspect de ce niveau (90,8 m). Les rhomboédres de dolomite, translucides, sont noyés dans un ciment de calcaire marneux.

c) *Calcaire à entroques* (Muschelkalk supérieur). Le Calcaire à entroques se présente sous deux faciès différents qui se succèdent irrégulièrement. Dans l'un et l'autre, les silex sont fréquents. Ces deux aspects de la formation sont les suivants :

— *Faciès de calcaire sublithographique*. Calcaire massif, compact, plus ou moins dur, gris-beige ou jaunâtre, parfois blanchâtre, en bancs épais. Peu de fossiles (Lamellibranches, rares entroques disséminées dans la masse). Très souvent, des oolithes et des couches faiblement glauconieuses apparaissent dans ces bancs sublithographiques. Ce faciès, surtout fréquent à la base du niveau, passe parfois progressivement au Muschelkalk moyen.

— *Faciès à entroques*. Calcaire à pâte plus ou moins fine, dans lequel les fragments de tiges d'Encrines sont abondants, forment parfois la presque totalité de la roche et peuvent atteindre 1 cm de diamètre. Ce faciès est surtout fréquent au sommet du niveau, mais envahit parfois l'ensemble de la formation.

Au microscope, le Calcaire à entroques est très caractéristique, en dehors du faciès à pâte sublithographique, qui ne peut être différencié d'autres assises carbonatées du Trias. La figure 1 (Texte-pl. II) montre de grandes entroques et des débris divers (fragments de coquilles, fragments de calcaires oolithiques) largement encroûtés, noyés dans un fond oolithique; certains des éléments s'interpénètrent suivant des délits stylolithiques. Il pourrait consister en une roche à oolithes mal formées, ne contenant que quelques rares débris de coquilles.

d) *Couches à Cératites* (Muschelkalk supérieur). Contrairement au Calcaire à entroques, cet horizon est riche en bancs marneux. Il est composé d'alternances de calcaire dur, gris-bleu, s'altérant en jaune, et de marne gris foncé ou noire. La nature des bancs calcaires est fort variable; leur pâte est parfois très homogène, mais fort souvent bréchique. Dans ce dernier cas, les éléments gris foncé sont noyés dans un ensemble gris clair ou beige. Dans certains bancs finement stratifiés, les lits sont légèrement et disharmoniquement plissés. Cette dernière structure est surtout nette sur les surfaces altérées. La surface des bancs calcaires

est quelquefois irrégulière et couverte de fossiles. L'épaisseur des lits marneux varie de quelques centimètres à un mètre.

Très fréquemment, des bancs entiers sont formés de terriers d'animaux fouisseurs qui se recoupent en tous sens. Cette structure, qui est également fréquente dans le Calcaire à entroques, est analogue à celles que MM. L. Dangeard et M. Rioult [1959] ont décrites dans l'Ordovicien de Normandie.

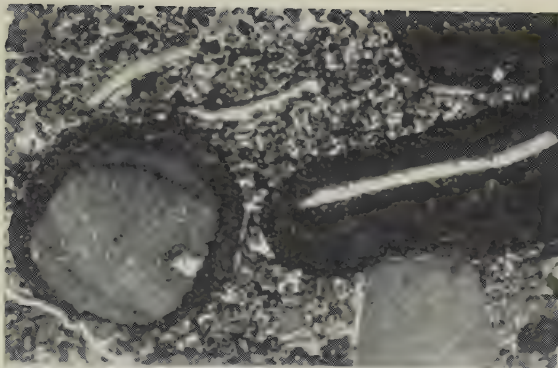
Au microscope, cette formation présente des caractères bien définis mais assez divers. La figure 2 (Texte-pl. II) montre le contact d'un lit présentant le faciès typique d'un calcaire coquillier avec un lit à pâte fine. Le calcaire coquillier comporte de nombreux cristaux de carbonate de néoformation.

Les calcaires coquilliers se présentent sous divers aspects assez voisins : celui, par exemple, d'un calcaire à coquilles abondantes, tests épais (Ostracées) et partiellement recristallisés. Les tests sont parfois beaucoup plus minces; ils ont alors subi des déformations plus importantes et forment des lits ondulés. Les Ostracodes sont souvent nombreux dans de tels faciès, ainsi que les débris phosphatés. Enfin, certains échantillons de calcaire coquillier montrent, surtout à la partie inférieure de la formation, des débris d'entroques de petite taille. Ces débris sont fragmentés et roulés (Texte-pl. II, fig. 3). Ce faciès est souvent riche en Gastropodes. La roche présente ici de nombreux fragments de tests, très remaniés, eux aussi roulés et partiellement recristallisés comme la pâte même de la roche. Les entroques, ici plus petites et témoignant d'un important remaniement, différencient aisément, semble-t-il, ce faciès de celui du Calcaire à entroques proprement dit.

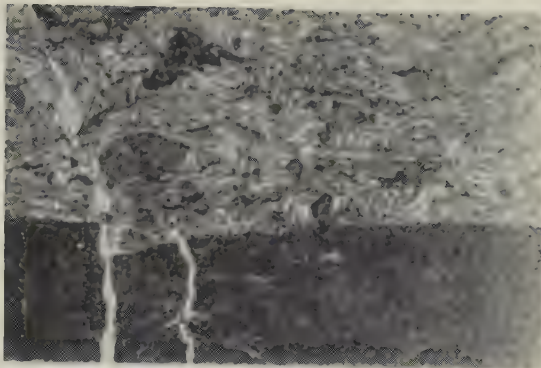
TEXTE-PLANCHE II.

1 : Calcaire à entroques; sondage de Valmont, 84,1 m (lame n° 11945); éléments divers encroûtés, noyés dans une roche oolithique, interpénétration de deux éléments par dissolution; × 6. — 2 : Couches à Cératites; sondage de Valmont, 70,8 m (lame n° 12035); contact du faciès calcaire coquillier sur un calcaire à pâte fine; × 6. — 3 : Couches à Cératites; sondage de Valmont, 62,8 m (lame n° 11946); vue d'ensemble de la roche; × 6. — 4 : Partie moyenne de la Lettenkohle; sondage de Valmont, 12,2 m (lame n° 11938); dolomie quartzreuse à pâte fine; × 6. — 5 : Partie moyenne de la Lettenkohle; sondage de Valmont, 12,6 m (lame n° 11939); dolomie lumachellique gréseuse; × 7. — 6 : Dolomie limite; sondage de Valmont, 8,6 m (lame n° 12278); dolomie microcristalline à stratification soulignée par des délits ferrugineux; × 7. — 6 : Dolomie moellon; Saint-Menge (Vosges) (lame n° 12277); dolomie microcristalline; × 6. — 8 : Couches grises; sondage de Valmont, 103,2 m (lame n° 11953); anhydrite à structure fluidale et inclusions dolomitiques; × 6.

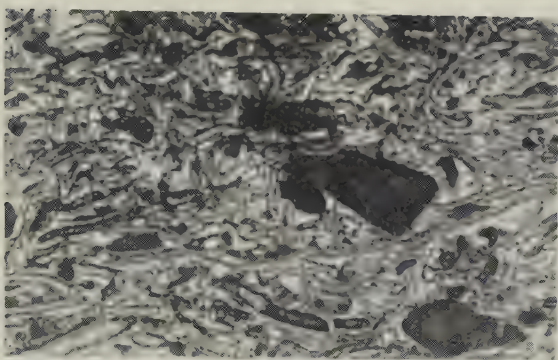
1



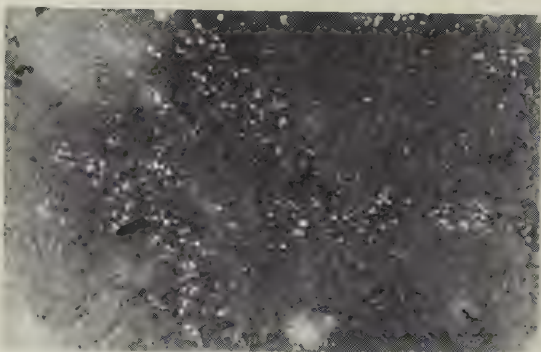
2



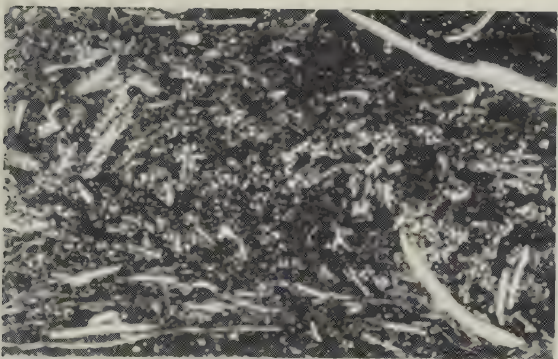
3



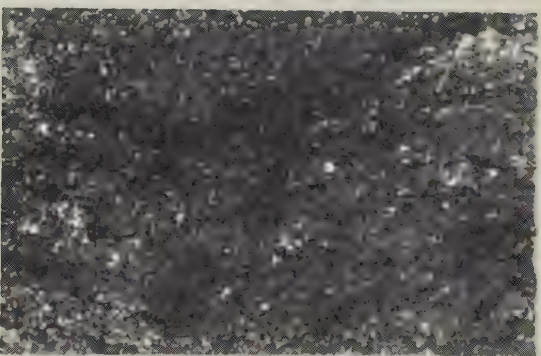
4



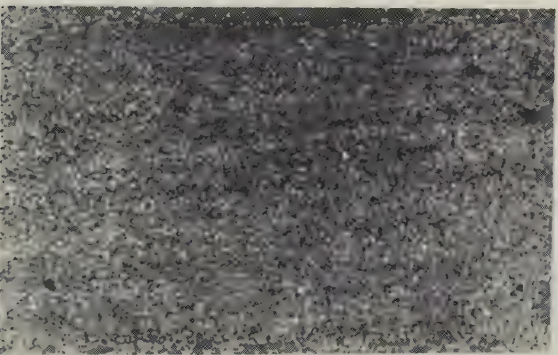
5



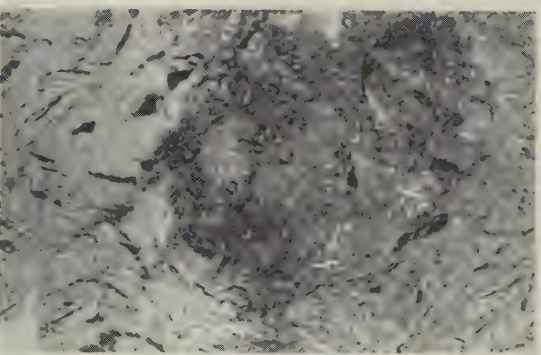
6



7



8



e) *Calcaire à Térébratules* (Muschelkalk supérieur). Le Calcaire à Térébratules est formé d'un ensemble d'assises beaucoup plus calcaires (ou dolomitiques), et de teintes plus claires, que les couches sous-jacentes. Pourtant des couches marneuses s'y observent encore fréquemment. La teinte dominante est blanc crème, et la roche est souvent très riche en fossiles.

Au microscope, l'aspect de ce niveau peut être voisin de celui des Couches à Cératites, notamment pour certains faciès de calcaire coquillier à tests minces, mais le faciès le plus commun est celui de dolomie marneuse ou de calcaire à grain fin dans lequel s'observent fréquemment des cristallisations secondaires de carbonates transparents. Les Ostracodes y sont abondants.

f) *Dolomies de la Lettenkohle*. Chacune des assises de la Lettenkohle contient des bancs dolomitiques ou calcaréo-dolomitiques.

La Dolomie inférieure de la Lettenkohle est formée de bancs dolomitiques compacts gris ou noirâtres, avec minces intercalations marneuses. Au microscope, ce niveau ne présente pas de caractères spécifiques bien distincts. La roche apparaît très souvent comme un calcaire dolomitique géodique microgrenu, partiellement recristallisé, contenant quelques lits plus marneux et des quartz disséminés dans la masse.

Les bancs de calcaire dolomitique inclus dans les marnes bariolées de la partie moyenne de la Lettenkohle ne présentent pas de caractères spécifiques bien distincts. C'est un calcaire fin, à débris noduleux et fragments de coquilles souvent très recristallisés. Certains niveaux de dolomie présentent pourtant des faciès particuliers, tel celui de la figure 4 (Texte-pl. II). Il s'agit d'une dolomie marneuse microgrenue, à quartz anguleux (diamètre : 0,12 mm) répartis irrégulièrement dans la masse de la roche selon des surfaces courbes. La pyrite est abondante dans la roche. Ces dolomies gréseuses sont parfois lumachelliques (Texte-pl. II, fig. 5). La dolomite est ici partiellement recristallisée, soit en rhomboèdres isolés dans la pâte, soit en masses épousant la forme des tests.

La Dolomie limite de la Lettenkohle est une dolomie à pâte fine, saccharoïde ou cristalline, en bancs de 10 à 20 cm, très réguliers. Elle est grise en profondeur et jaune pâle en altération. Certains bancs sont lumachelliques. Elle se distingue de la Dolomie moellon du Keuper moyen par une teneur en fer plus importante qui lui donne, en altération, des teintes généralement plus accusées. En lame mince, la roche apparaît comme étant une dolomie microcristalline dont la stratification est soulignée par des délits fer-

rugineux et quartzeux (voir Texte-pl. II, fig. 6). De telles impuretés sont exceptionnelles dans la Dolomie moellon du Keuper moyen.

g) *Dolomie moellon* (Keuper moyen). En surface, la Dolomie moellon apparaît sous l'aspect très caractéristique d'une dolomie jaune, blanchâtre, crème ou grise, parfois marbrée de rouge, en bancs variant de 5 à 50 cm séparés par de petits joints argileux. La roche est compacte ou poreuse, avec des géodes de calcite. Aux affleurements, la roche se délite en petites dalles de quelques centimètres ou décimètres d'épaisseur ; d'où le nom de la formation. Le grain de cette dolomie est souvent sublithographique lorsque la roche est fraîche, mais en altération elle peut prendre un aspect friable et sableux. Elle prend parfois même l'aspect de cargneule. Le manganèse forme très souvent de très fines dendrites à la surface de la roche. En profondeur, la couleur est gris foncé.

Au microscope, le faciès de cette dolomie est très caractéristique. C'est une roche microcristalline (Texte-pl. II, fig. 7), contenant de très rares impuretés qui soulignent à peine les plans de stratification. C'est le niveau dolomitique le plus pur de toute la série triasique.

Conclusion. La plupart des horizons carbonatés du Trias présentent des faciès macroscopiques ou microscopiques assez nets pour permettre, à défaut de fossile, de les identifier.

3. ÉVAPORITES. — Le Trias lorrain comporte trois niveaux à évaporites qui sont, de bas en haut :

- le groupe de l'anhydrite du Muschelkalk moyen ;
- le Keuper inférieur ;
- le Keuper supérieur.

Il nous a été impossible jusqu'ici de mettre en évidence de véritables faciès susceptibles de distinguer les divers niveaux à évaporites du Trias. Ils contiennent tous des niveaux dolomitiques et argileux. Seule la présence ou l'absence de certains minéraux est caractéristique : le Keuper supérieur ne contient que de l'anhydrite ;

le Keuper inférieur contient de l'anhydrite et du sel gemme ; il est le seul qui contienne de la polyhalite ;

le Muschelkalk moyen contient de l'anhydrite et, parfois, du sel gemme.

Nous ne citerons qu'un microfaciès, qui traduit davantage les efforts tectoniques subis par ces roches plastiques que des caractères sédimentologiques : la figure 8 (Texte-pl. II) montre,

dans un banc d'anhydrite du Muschelkalk moyen, une structure fluidale, bien soulignée par la disposition des impuretés.

Comme cela est la règle pour les niveaux salifères du Trias [Destombes, 1949; Bourcart et Ricour, 1954], la dolomite accompagne toujours l'anhydrite, à laquelle elle est souvent intimement liée. M. J.-P. Destombes [1949] a fourni une illustration détaillée des rapports de ces deux minéraux qui, très souvent, sont partiellement recristallisés. Ces associations sont trop complexes pour être décrites ici de nouveau.

Les bancs de dolomie sont toujours quartzeux, et contiennent de fins débris organiques

alignés selon les joints de stratification (lame 11 955). Enfin, certains lits dolomitiques comportent des oolites isolées mais de grandes dimensions [Laugier, 1959].

CONCLUSION GÉNÉRALE. — A défaut de zones paléontologiques nombreuses et précises, le Trias de Lorraine comporte des assises dont les faciès macroscopiques et microscopiques sont caractéristiques et ont permis d'établir une série stratigraphique valable. Ces faciès restant constants de la Lorraine septentrionale aux Alpes maritimes, nous pensons que leur signification stratigraphique est certaine.

Bibliographie.

- BOURCART J. et RICOUR J. (1954). — Essai sur les conditions de sédimentation des niveaux salifères du Trias. *C. R. 19^e Congr. géol. intern. Alger*, 1952, sect. XIII, fasc. XIII, p. 35-47.
- DANGEARD L. et RIOULT M. (1959). — Observations sur les traces d'organismes fouisseurs dans l'Ordovicien normand. *B. S. G. F.*, (7), I, p. 270-276, 1 pl.
- DESTOMBES J.-P. (1949). — Contribution à l'étude du Trias salifère de la région nord-orientale des Pyrénées. Les sondages de Fitou (Aude). *Publ. B. R. G. G.*, n° 7.
- LAUGIER R. (1959). — Observations pétrographiques nouvelles sur les niveaux salifères du Trias moyen de Lorraine. *B. S. G. F.*, (7), I, p. 31-39.
- (1959). — Sur l'existence des sédiments oolithiques dans les grès dolomitiques du Trias (inférieur) de Lorraine. *Ibid.*, (7), I, p. 40-42.
- RICOUR J. (1954). — A propos des « Grès d'Annweiler » (Permo-Trias de Lorraine). *C. R. somm. S. G. F.*, p. 401-402.
- (1956). — Trias. In *Lexique stratigraphique international*, vol. I, fasc. 4 a III. Paris, Centre nat. Rech. scient.
- (1959). — Stratigraphie du Trias du bassin de Paris. *B. S. G. F.*, (7), I, p. 3-12.

Observations sur le Primaire de la région de Bobo-Dioulasso (Haute-Volta)

par Jean-Pierre LAJOINIE *.

Sommaire. — Un sondage de 400 m exécuté à Bobo-Dioulasso a apporté dans la stratigraphie du Primaire de la Haute-Volta deux éléments nouveaux qui ont justifié la révision de la feuille géologique Bobo-E : l'épaisseur de la série des grès de Bobo est beaucoup plus importante que ce qui était connu jusqu'ici ; il existe, à la partie supérieure des grès de Sotuba, une formation schisteuse d'une puissance au moins égale à 70 m. C'est à cette formation que se rattache la bande de schistes située au NE et SE de Dédougou, primitivement cartographiée en schistes de Toun.

La stratigraphie des grès de Bobo a été précisée dans le détail, ce qui a permis de mettre en évidence l'existence, au sein de cette série, d'un faciès de grès grossiers hétérogènes. On est alors conduit, au S et à l'E de Dédougou, à éliminer les grès de Bandiagara et à réduire l'extension des grès de Koutiala au profit des grès de Bobo.

Dès lors, la structure de la région comprise entre la falaise de Bobo et les falaises de Fo-Bandiagara correspond à la superposition régulière de séries schisto-gréseuses marines de plus en plus récentes situées entre les grès de base et les grès de Bandiagara, formations littorales ou continentales.

L'ensemble des grès primaires situés, au-dessus du socle, au NW de la falaise de Banfora-Bobo-Dioulasso, a été décrit par J. Sagatzky [1954] et subdivisé en trois grands groupes.

Ultérieurement, G. Palausi [1959] a assimilé les faciès gréseux de cette région à ceux qu'il a rencontrés au Soudan méridional et dans l'extrême ouest de la Haute-Volta. Sans me prononcer sur la valeur de ces analogies, je conserve provisoirement la même terminologie pour éviter les inconvénients d'une nouvelle nomenclature.

Je rappelle simplement ici les subdivisions données par J. Sagatzky et G. Palausi et leurs concordances :

* 1) GROUPE DES GRÈS INFÉRIEURS = grès de base de G. Palausi.

2) GROUPE SCHISTO-GRÉSEUX. Pour G. Palausi : série allant des grès de Sotuba aux schistes de Toun inclus.

Pour J. Sagatzky : a) *niveaux inférieurs* (grès de Sotuba, grès de Bobo inférieurs, calcaires dolomitiques intercalés dans les grès de Bobo); b) *niveaux supérieurs* (grès de Bobo supérieurs, schistes de Toun).

3) GROUPE DES GRÈS SUPÉRIEURS comprenant les grès de Koutiala et de Bandiagara.

Le secteur qui fait l'objet de cette note couvre exactement la partie sédimentaire de la feuille géologique Bobo-Dioulasso E au 500 000^e levée par J. Sagatzky. Ce dernier a cartographié séparément chacun de ses trois

grands groupes, son interprétation structurale l'amenant à faire apparaître au Nord et au Nord-Ouest les faciès des grès supérieurs qu'il rattache à l'Ordovicien. G. Palausi a repris en partie cette interprétation, ce qui le conduit à donner, sur la feuille géologique au 500 000^e de San E, qui vient immédiatement au Nord, un développement très important à ses grès de Koutiala et à ses schistes de Toun ; cette conception me semble devoir être révisée, compte tenu d'éléments nouveaux qui sont : d'une part les résultats du sondage de Bobo-Dioulasso ; d'autre part quelques observations concernant certains faciès gréseux ainsi que la morphologie telle qu'elle apparaît sur photos aériennes.

L'élément structural important dans toute la région est la direction SW-NE de la falaise de Banfora-Bobo-Dioulasso qui se poursuit vers le Nord-Est par le contact entre le socle et le sédimentaire ; cette direction est perpendiculaire au sens du pendage général de toutes les formations gréseuses ; elle est parallèle au cours de la Volta noire prolongé par celui du Kou ainsi qu'aux alignements de collines gréseuses qui bordent le fleuve sur les deux rives. Tous les affleurements de faciès identiques semblent s'orienter suivant des axes parallèles SW-NE.

* Note présentée à la séance du 16 mai 1960.

GRÈS DE BASE. — Ils constituent l'essentiel de la falaise de Banfora, entre Banfora et Bobo-Dioulasso, où ils peuvent former des parois verticales de 150 m de hauteur.

Cette falaise cesse d'être un élément remarquable du relief immédiatement au NE de Bobo ; puis, sur les 60 km qui séparent Bobo du village de Maro, les grès de base diminuent d'épaisseur et ne présentent plus qu'un faciès grossier, peu consolidé. Il est raisonnable de supposer que la terminaison de la falaise est due à cette variation de puissance et de faciès des grès de base qui en constituaient l'ossature.

GRÈS DE SOTUBA. — Le sondage de Bobo-Dioulasso, qui atteint 400 m de profondeur, a apporté à leur sujet des précisions intéressantes. En effet, après avoir traversé 330 m de grès jaunes et roses qui se rattachent aux grès de Bobo, le sondage est resté sur 70 m dans des formations où alternent des niveaux schisto-gréseux fins, lie-de-vin ou verts, et des bancs de pélites voire même d'argiles.

Ce faciès se retrouve dans une carrière du chemin de fer, à 2,5 km à l'ESE de la station agricole de Farako Ba mais rien ne laissait supposer que cette formation, située au sommet de la série Sotuba, pouvait avoir une telle épaisseur : 70 m au moins par conséquent.

C'est sous cette formation schisto-gréseuse que se place le faciès glauconieux franchement gréseux, considéré jusqu'ici comme essentiellement caractéristique de la série Sotuba. Ce faciès glauconieux est celui que l'on voit le plus couramment à l'affleurement, toujours très altéré d'ailleurs, généralement rouge ou lie-de-vin, pulvérulent, sauf lorsqu'il est silicifié en surface. Bien que les pendages variables et mal visibles rendent difficiles des mesures d'épaisseur précises, j'estime à au moins 70 m la puissance de cette série inférieure des grès de Sotuba.

Par ailleurs, il existe presque toujours, entre le dernier affleurement de grès de base et le premier des grès de Sotuba, une lacune d'affleurement de quelques mètres (au moins une dizaine) ; à Koukana, village situé à 19 km à l'ENE de Bobo, cette lacune apparaît en partie comblée par des schistes gréseux en plaquettes, jaunes, très altérés.

Il semble donc raisonnable d'affecter aux grès de Sotuba, dans la région de Bobo, une puissance d'au moins 150 m où l'on observe de haut en bas :

	Puiss. min.
— Schistes gréseux et pélitiques verts et lie-de-vin	70 m
— Grès glauconieux	70 m
— Grès schisteux en plaquettes	10 m

Cette épaisseur globale d'au moins 150 m se vérifie en tenant compte des contacts observés sur la route de Bobo-Ouagadougou et de la coupe du sondage de Bobo : le pendage déduit de ce calcul sommaire est de 3° et la puissance de la série Sotuba de 160 m.

En montant vers le Nord-Est à partir de Bobo-Dioulasso, le faciès schisteux des grès de Sotuba se retrouve dans un puits de Wakara, soit à une centaine de kilomètres de Bobo.

A 10 km au NNW de ce village, un autre puits (village de Wakui) montre des grès schisteux en plaquettes que G. Palausi place dans les schistes de Toun et J. Sagatzky à la partie inférieure de son groupe grés-schisteux (grès de Sotuba).

En fait, on trouve, sous ces schistes, à 3 km au SE de Wakui, des grès très altérés qui peuvent appartenir à la série Sotuba (grès glauconieux). De plus, à 8 km au NE de Wakui, dans le village de Fakena, un autre puits a montré, sensiblement au même niveau qu'à Wakui, des grès sains glauconieux qui se rattachent à la partie inférieure de la série Sotuba.

Je place donc les schistes de Wakara et de Wakui au sommet de cette série.

GRÈS DE BOBO. — a) *Le faciès grossier des grès de Bobo* : la série Sotuba est surmontée, près de Fakéna (affleurement visible à 1 km au NW du village), par des grès grossiers à nodules de quartz que J. Sagatzky assimile au groupe des grès supérieurs et G. Palausi aux grès de Koutiala.

Je propose de rattacher ces grès grossiers à la série des grès de Bobo. En effet :

— la série de Bobo renferme un faciès grossier hétérogène que l'on voit apparaître sur la route de Dinderesso à Koumi et sur la route de Koutiala-Orodara, près d'Orodara, c'est-à-dire en pleine région des grès de Bobo. G. Palausi signale effectivement que « ces grès peuvent présenter... des niveaux à gros grains » mais il ajoute « ils sont cependant toujours homogènes, la dimension des grains étant toujours la même dans chaque niveau » ;

— les affleurements du faciès grossier hétérogène que j'ai notés sont les suivants : route Dinderesso-Koumi ; altérations provenant de la route Dinderesso-Bobo ; affleurements de la route Satiri-Bala, à 35 km au NE de Bobo ; affleurements à 6 km au NE du petit village de Tia ; affleurement de Fakena. Tous ces affleurements apparaissent à la faveur d'une suite de collines alignées parallèlement à la direction générale SW-NE de la falaise de Banfora. Cette

disposition morphologique est en faveur, à défaut d'arguments contraires, de l'assimilation à un même niveau de tous ces affleurements du même faciès.

Examinons précisément les arguments contraires qui découlent des travaux de G. Palausi et J. Sagatzky :

— J. Sagatzky signale l'affleurement de la route Satiri-Bala ; il y observe une structure anticlinale qui justifie pour lui le rattachement de ce faciès grossier aux grès de base. Or, l'analogie des deux faciès est déjà très discutable mais — et là intervient l'épaisseur de la série Bobo-Sotuba — il faudrait une structure anticlinale d'ampleur et d'extension vraiment importantes pour que les grès de base puissent apparaître à travers au moins 400 m de grès de Bobo-Sotuba. Ce genre d'événement ne serait pas en accord avec le style tectonique assez calme de cette région.

— G. Palausi est obligé de placer les grès grossiers de Fakena dans la série Koutiala puisque les schistes de Wakui et Wakara appartiennent pour lui à la série des schistes de Toun. Dans ce cas, il faudrait admettre que cette bande de schistes traverse l'alignement des collines de grès grossiers ainsi que la vallée de la Volta noire avant de rejoindre les schistes de Toun situés à la base des falaises de Fo. C'est un tracé morphologiquement peu vraisemblable.

Rien ne me paraissant justifier l'interprétation suggérée par J. Sagatzky et adoptée par G. Palausi, je propose donc d'admettre l'existence au sein des grès de Bobo d'un faciès grossier hétérogène et de faire disparaître, dans cette région, les schistes de Toun au profit du faciès schisteux de la série Sotuba.

b) *Stratigraphie des grès de Bobo* : il m'est apparu possible de distinguer, dans la série des grès de Bobo, plusieurs autres faciès caractéristiques qui sont les suivants, de bas en haut :

1. Une série où alternent essentiellement des bancs massifs de grès roses, blancs ou jaunes de granulométrie variée mais assez fine, et des niveaux de grès jaunes plus ou moins argileux, en plaquettes. C'est la série traversée par le sondage de Bobo, juste en dessous du faciès grossier ;

2. une série de grès grossiers à grains ou nodules de quartz, très hétérogène ;

3. une série de grès micacés en plaquettes qui ont un aspect parfois voisin du faciès schisteux des grès de Sotuba. C'est dans cette série que je place l'affleurement de « l'anticlinal de Moami », sur la route de Bobo à Sikasso ;

4. une série de grès fins argileux qui affleurent surtout s'ils sont métamorphisés par des dolérites (région de Torosso-Bouende). Cette série est axée sur le Kou puis la Volta noire qui ont choisi cette zone plus tendre pour installer leur lit ;

5. une série de grès roses fins qui forment une ligne de collines sur la rive gauche de la Volta noire. Ces grès sont à rattacher aux « niveaux supérieurs du groupe grésoschisteux » de J. Sagatzky.

Si l'on tient compte de cette succession, dans laquelle je ne fais pas figurer les intercalations de calcaires dolomitiques que je n'ai pas vues dans ce secteur, il est bien certain que l'ensemble des grès de Bobo possède une puissance de beaucoup supérieure à ce qui était admis jusqu'ici : en effet, la série 1 rencontrée dans le sondage de Bobo a une épaisseur d'au moins 350 m ; il convient d'y ajouter les quatre autres séries dont la puissance est difficile à mesurer d'une façon précise, mais, à titre indicatif, en se basant sur un pendage moyen de 2° — ce qui est bien dans le style de cette région — on arrive, sur les 45 km qui séparent à l'affleurement les grès de Sotuba des schistes de Toun, à une épaisseur d'au moins 1 200 m pour la totalité des grès de Bobo.

CONCLUSIONS. — La nouvelle interprétation que je propose modifie notablement la structure géologique admise jusqu'ici pour la région comprise entre la plaine du Gondo et Bobo-Dioulasso. En effet :

— une carrière sur la route Dédougou-Koudougou montre que le faciès schisteux des grès de Sotuba, qui apparaît à Wakara et Fakena, se poursuit vers le Nord-Est. Les schistes de Toun, cartographiés par G. Palausi dans la région de Dédougou, disparaissent donc et sont remplacés par les grès de Sotuba. De même, la plus grande partie des formations gréseuses rattachées par G. Palausi à la série Koutiala doit être considérée comme le prolongement des grès de Bobo (le sondage de Dédougou a montré des grès que j'assimile au faciès 1 des grès de Bobo). Dès lors, il est à prévoir que la bande de schistes de Toun observée le long de la bordure ouest du Gondo se poursuit normalement le long des falaises de Bandiagara jusqu'à Fo où apparaissent les mêmes schistes.

Dans ces conditions, on pourrait se représenter très simplement toute la région comprise entre le socle à l'Est et les falaises de Fo-Bandiagara comme un empilement régulier de niveaux gréseux de plus en plus récents dirigés SW-NE et inclinés vers le Nord-Ouest.

— les séries de Koutiala et de Bandiagara, considérées comme ordoviciennes, reposent sur un ensemble gréseux très puissant, d'une épaisseur au moins égale à 1 600 m, où alternent des

formations littorales ou continentales telles que les grès de base ou les grès de Bobo à faciès grossier et des formations marines plus profondes telles que les grès de Sotuba et les schistes de Toun.

Bibliographie.

DEFOSSEZ M. (1958). — Contribution à l'étude géologique et hydrogéologique de la boucle du Niger. Thèse Fac. Sc. Strasbourg.

PALAUSI G. (1959). — Contribution à l'étude géologique et hydrogéologique des formations primaires du Soudan méridional et en Haute-Volta. Thèse (1958). *Bull. Serv. géol. et Prosp. minière* (Dakar), n° 33.

SAGATZKY J. (1954). — La géologie et les ressources minières de la Haute-Volta méridionale. *Bull. Dir. Mines A. O. F.*, n° 13.

DEFOSSEZ M., PALAUSI G. et RADIER H. (1957). — Données nouvelles sur les séries anciennes de la boucle du Niger (Soudan). *Bull. Dir. féd. Mines et Géol. A. O. F.*, n° 20.

Métamorphismes et granitisations en liaison avec l'évolution orogénique en Bretagne méridionale

par Jean COGNÉ *.

Sommaire. — Bref rappel des grandes lignes structurales et de l'évolution métamorphique de la Bretagne méridionale. Existence de deux cycles métamorphiques superposés, l'un antécambrien, l'autre hercynien, se subdivisant chacun en une phase préorogénique d'ectinisation et une phase synorogénique de granitisation métagénétique.

Position des granites hercyniens dans des nœuds tectoniques particuliers. Ils appartiennent tous à une même famille continue, depuis le granite d'anatexie fondamental jusqu'aux microgranites superficiels.

Trois étages tectoniques sont ainsi représentés en Bretagne méridionale au sein de la chaîne hercynienne, qui permettent d'observer, à travers la série continue des granites qui s'y sont mis en place, le passage progressif migma-magma en liaison avec l'évolution orogénique.

Le cadre structural.

Constituée de bandes alternées et subverticales de terrains métamorphiques et granitiques, la Bretagne méridionale présente, dans son dessin d'ensemble, une structure longitudinale orientée WNW-ESE (120°), connue depuis les travaux de C. Barrois et caractéristique de la direction dite « armoricaine » de l'orogénie hercynienne.

Dans le détail cependant les axes tectoniques de ces séries ne sont pas rigoureusement parallèles (Texte-pl. I en dépliant).

On y distingue en pratique trois grandes directions structurales, formant un éventail ouvert vers l'Est, allant depuis la direction W-E (90°) jusqu'à la direction NW-SE (135°). Une quatrième direction, SW-NE ($50-70^\circ$), apparaît localement : elle n'est en fait qu'une déformation locale et secondaire des structures précédentes.

a) *Les plis W-E* ($90-100^\circ$) ne représentent à l'heure actuelle qu'une structure résiduelle, antéhercynienne, affectant surtout des micaschistes développés eux-mêmes aux dépens de séries antésiluriennes et probablement antécambriennes. Cette direction est soulignée en particulier par les anticlinaux de Moëlan, de Lanvaux, de Pénestin et de Bouvron, occupés par des gneiss migmatitiques et par des granites métagénétiques. L'un d'entre eux, le granite

de Lanvaux, est recouvert transgressivement par les schistes et arkoses de Bains [Faure-Muret, 1944]. Cette structure W-E, antérieure au dépôt des séries cambro-siluriennes, est rapportée provisoirement à l'orogénie cado-mienne, définie en Normandie, et elle-même antécambrienne. Les plis qui la caractérisent ici ont d'ailleurs été souvent déformés par les plissements hercyniens, soit qu'ils aient été resserrés et infléchis vers la position WNW-ESE, se parallélisant ainsi plus ou moins à la structure hercynienne, soit qu'ils aient été pris de biais et rebroussés, formant de vastes virgations vers le Nord-Est, comme celle qui apparaît au Sud de la Vilaine dans le pays de Guérande (fig. 1).

b) *Les plis WNW-ESE* ($115-125^\circ$), dont le plus important est l'anticlinal de Cornouaille, sectionnent de biais cette première unité structurale. Ils affectent des micaschistes et des migmatites différents des faciès métamorphiques associés aux structures W-E. Ces formations cristallophylliennes se sont développées, en effet, d'une part aux dépens des séries métamorphiques antérieures déjà atteintes par les plissements W-E, d'autre part aux dépens des

* Note présentée à la séance du 20 juin 1960.

séries paléozoïques discordantes sur celles-ci (Ordovicien et Gothlandien de la région de Redon et de Blain en particulier).

L'anticlinal de Cornouaille, dont la largeur peut dépasser 20 km, est une voûte migmatitique puissante qui se suit sur plus de 300 km depuis le Sud-Finistère jusqu'au-delà de la Loire. Dans sa zone axiale, les migmatites y présentent la succession classique des faciès lités puis nébulitiques passant eux-mêmes au granite d'anatexie : ce sont des « migmatites fondamentales » au sens de J. Jung et M. Roques [1952].

D'autres ondulations d'amplitude analogue s'observent parallèlement à l'anticlinal de Cornouaille. La plus importante est l'anticlinal, également migmatitique, de Saint-Nazaire qui se prolonge lui-même jusqu'aux confins de la Vendée (anticlinal des Essarts), en se resserrant progressivement et en s'infléchissant vers le Sud-Est (135°).

L'âge post-gothlandien du métamorphisme et l'âge anté-stéphanien du plissement lui-même permettent d'attribuer cette structure à l'orogénèse hercynienne, dont elle souligne une des deux directions dominantes en Europe occidentale : la direction armoricaine.

L'ampleur remarquable de ces voûtes migmatitiques anticlinales, comparée à la période incomparablement plus courte des ondulations et des plis affectant les terrains métamorphiques et sédimentaires situés au-dessus, permet d'y voir l'infrastructure (au sens de E. Wegmann [1935], repris par E. Raguin [1946]) de la chaîne hercynienne en Bretagne méridionale.

c) *La zone broyée sud-armoricaine* est le troisième élément structural important de cette région. Développée avant le Stéphanien au flanc nord de l'anticlinal de Cornouaille, en fait légèrement oblique par rapport à lui (125° en moyenne contre 115°), cette puissante zone de fracture quasi rectiligne et subverticale s'étend sur plusieurs centaines de kilomètres depuis le cap Sizun jusqu'à la Vendée, jalonnée sur tout son trajet par d'épaisses mylonites et ultra-mylonites [Cogné, 1954]. Tout au long de cette zone se sont mis en place de nombreux feuillets granitiques subverticaux et parallèles, larges de quelques mètres à quelques centaines de mètres, longs parfois de plusieurs dizaines de kilomètres. Se relayant les uns les autres, ils constituent dans l'ensemble une étroite mais très longue bande de granites syntectoniques à deux micas. De cette bande s'échappent en outre des lobes et massifs granitiques de même com-

position mais à granulation plus grossière, qui s'achèvent de façon intrusive vers l'Est dans les séries non métamorphiques du Briovérien ou du Primaire [Barrois, 1930].

Parallèlement à la zone broyée sud-armoricaine, vers le Nord, une zone tectonique semblable mais plus courte, également jalonnée par des mylonites et par des feuillets granitiques à deux micas, s'étend du Nord du cap Sizun jusqu'à la région de Baud. Cet axe granitique étroit laisse échapper comme le précédent, vers l'Est et le Nord-Est, d'importants lobes et massifs granitiques de type intrusif, qui vont recouper les séries sédimentaires jusqu'au Dinanien de la bordure méridionale du bassin de Chateaulin.

Plus au Sud enfin, on peut suivre également dans les îles et les îlots situés au large de la côte bretonne, un troisième alignement analogue de granites à deux micas (Les Glénans, S de Quiberon, Houat, Hoëdic, Le Croisic). Il est probable que les massifs granitiques côtiers de Pont-l'Abbé, Lorient, Quiberon, Guérande, également clairs et à deux micas, représentent les lobes échappés vers l'Est et le Nord-Est à partir de ce troisième axe tectonique et granitique. (Texte-pl. I en dépl.)

Le long de ces trois zones de fracture, les plans de friction, dirigés NW-SE (120°-130°) et subverticaux, présentent des stries subhorizontales ou peu inclinées. Ces grandes lignes tectoniques ne correspondent donc pas à des décrochements dans le sens vertical, mais à un cisaillement longitudinal puissant, développé tangentiellement aux structures plissées. Succédant directement au plissement de la région, ce cisaillement a dû faire glisser latéralement, et dans le sens horizontal, les blocs comprimés de part et d'autre de ces zones de faiblesse. L'analyse des stries et des cassures qui les affectent montre que la tendance générale était d'un déplacement relatif des zones méridionales vers le Sud-Est et des zones septentrionales vers le Nord-Ouest.

d) *Des déformations transverses* par rapport à ces unités structurales principales interviennent localement dans les séries anciennes dirigées W-E, et généralement très redressées, au moment où elles sont soumises obliquement aux tensions orogéniques NW-SE responsables des grandes lignes de fracture qui viennent d'être évoquées. Ceci est particulièrement sensible dans le pays de Guérande, entre l'embouchure de la Loire et celle de la Vilaine, et se répète presque identiquement en arrière de la baie d'Audierne,

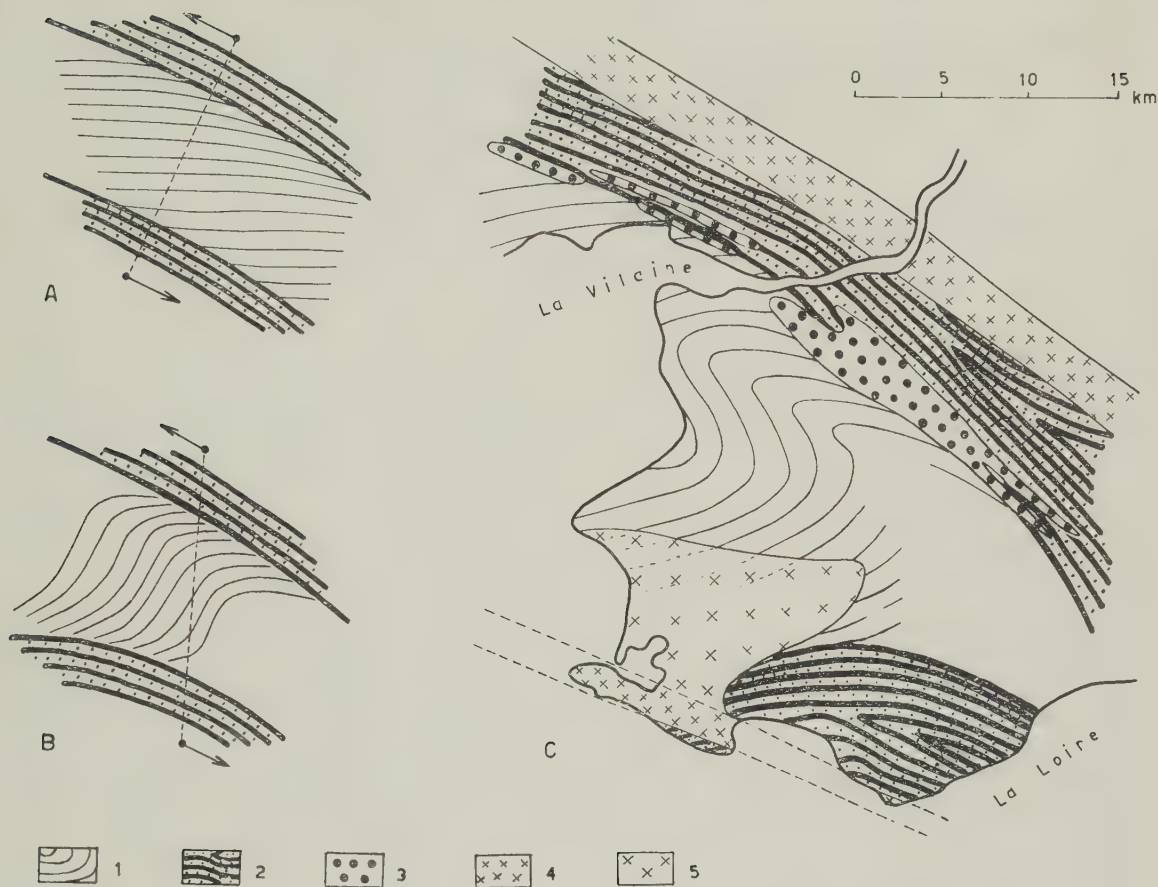


FIG. 1. — Structure du pays de Guérande :

A, B, C : Inflexion progressive des séries métamorphiques anciennes (1), primitivement dirigées W-E, sous l'effet de la tectonique cisailante sudète développée tangentiellement aux axes migmatitiques (2) de Saint-Nazaire et de Cornouaille orientés NW-SE.

Sous l'effet de cette tectonique, trois types de granite se mettent en place dans ce secteur : d'abord les granites tardimigmatiques (3) dans les zones décollées entre migmatites et séries métamorphiques anciennes ; puis les granites à deux micas, les uns en feuillets dans les zones de cisaillement (4), les autres en massifs dans les zones infléchies (5).

ainsi que moins nettement dans les régions côtières du Pouldu-île de Groix et de Quiberon.

Au N du pays de Guérande par exemple, cette structure infléchie paraît s'être formée sous l'action des efforts tangentiels anté-stéphaniens auxquels ont été soumises les masses migmatitiques qui encadrent les micaschistes et les gneiss anciens de cette région. Ceux-ci, dirigés W-E et pris de biais (fig. 1 A), ont ainsi été ployés en S (fig. 1 B) entre les anticlinaux de Cornouaille et de Saint-Nazaire, tendant par-

fois dans ce mouvement à se déverser et à se coucher vers l'Ouest ¹.

1. Des plis déversés et couchés existent également en d'autres secteurs, en particulier dans les séries métamorphiques de Belle-Ile, mais ils sont repris dans le plissement hercynien où cet ensemble dessine un berceau synclinal de direction armoricaine. Leur formation semble donc bien antérieure à ceux qui sont signalés ici et qui sont au contraire tardifs par rapport au plissement hercynien essentiel. Il en serait de même dans l'île de Groix, où M. le professeur Michot a eu l'amabilité de me signaler, derrière la structure actuelle, également armoricaine, l'existence d'une structure en plis couchés plus anciens.

Les grandes lignes de l'évolution métamorphique, en rapport avec l'évolution structurale.

Deux cycles métamorphiques se notent en Bretagne méridionale, chacun étroitement associé à l'une des deux grandes directions de plissement évoquées précédemment.

Leur étude ayant fait l'objet particulier d'un mémoire antérieur [Cogné, 1957], nous ne ferons que résumer ici très brièvement les grandes lignes de leur évolution pour la situer par rapport à l'évolution structurale.

1. LE CYCLE MÉTAMORPHIQUE « PRIMITIF », ASSOCIÉ AUX PLISSEMENTS W-E.

a) *Les micaschistes.* Les séries métamorphiques les plus anciennes sont des micaschistes passant à leur sommet aux formations briovériennes. L'âge précis de ces dernières est encore discuté [Cogné, 1959 a]. On sait seulement, partout où des contacts non tectonisés peuvent être observés, qu'elles sont discordantes sous le Cambrien transgressif de Normandie et de Bretagne.

Ces micaschistes présentent, sous plusieurs milliers de mètres d'épaisseur, les faciès caractéristiques des zones des micaschistes supérieurs et inférieurs : micaschistes à muscovite et chlorite, micaschistes à muscovite et biotite. Ce sont des séries banales correspondant à la transformation de puissantes assises silico-alumineuses, avec des variations de composition tantôt plus siliceuses, tantôt plus alumineuses et avec quelques horizons silico-graphitiques. Dans leur partie inférieure, au niveau des micaschistes à biotite et muscovite, s'observent en outre des lits de roches basiques. Ce sont actuellement des amphibolites dominantes, mais leur évolution complexe montre initialement l'existence de roches grenues plus basiques telles que pyroxénites, hornblendites ou péridotites, dont l'origine elle-même ne peut être actuellement que l'objet d'hypothèses.

Le parallélisme parfait de tous ces faciès métamorphiques et de la série stratigraphique originelle qu'on y retrouve avec les séries briovériennes auxquelles on passe au sommet, permet de voir dans ce métamorphisme des micaschistes un des éléments de l'évolution géosynclinal de Briovérien, avant les plissements cadomiens.

On peut rapporter ainsi avec vraisemblance les roches-mères des micaschistes aux séries du Briovérien inférieur et moyen, dont on sait qu'en Bretagne septentrionale elles débutent

par une assise riche en produits volcaniques ophiolitiques (assise d'Erquy) et se poursuivent par une puissante série de schistes argileux et siliceux avec niveaux de phanites graphiteux (schistes de Lamballe).

Ces micaschistes, fortement plissés avec le Briovérien lui-même suivant la structure W-E (orogénie cadomienne *l. s.*), présentent à leur base des formations granito-gneissiques particulières dont l'exemple le plus typique est le granite gneissique de Moëlan.

b) *La granitisation de Moëlan dans le cadre de l'évolution structurale W-E.* On ne reviendra pas ici sur les conditions de gisement, ni sur les caractères pétrographiques et chimiques permettant de conclure à l'origine métasomatique de cette granitisation remarquable, développée à la base des micaschistes à deux micas [Cogné, 1957]. Il faut noter, par contre, que cette évolution métasomatique s'est déroulée en deux étapes successives étroitement liées à l'évolution structurale.

— La *première étape* a vu se former, à la base des micaschistes, une quantité importante de feldspaths sodi-potassiques (microcline perthitique) ceci jusqu'à une limite supérieure (front de granitisation) cantonnée à 1 000 ou 1 500 m en moyenne sous les roches basiques observées dans les micaschistes.

Cette feldspathisation n'est pas liée à un apport à la fois sodique et potassique, mais uniquement à un enrichissement sodique appréciable. Le potassium des feldspaths provient semble-t-il de la destruction des micas inclus dans les micaschistes avant la granitisation, micas dont les éléments Fe-Mg ont été littéralement chassés en contrepartie de l'apport sodique. De cette destruction des micas et de leur remplacement par des feldspaths potassiques il résulte à la base des micaschistes le développement d'un faciès granito-gneissique grossier, très pauvre en phyllites, presque leptynitique.

On peut interpréter la formation des roches basiques grenues (pyroxénites, hornblendites, péridotites à pyroxène et grenat) au-dessus du front de granitisation dans les micaschistes comme un front basique d'ampleur régionale résultant de la concentration locale des éléments

Fe-Mg chassés par cette granitisation. Ces éléments semblent s'être accumulés dans des niveaux privilégiés qu'étaient les faciès volcaniques et calcaro-magnésiens associés, initialement moins riches en éléments ferro-magnésiens, tels qu'on les observe actuellement à la base du Briovérien non métamorphique de Bretagne septentrionale.

Cette première étape métasomatique s'est déroulée avant le plissement W-E, dans les mêmes conditions orogéniques que les micaschistes. En effet, d'une part il y a concordance parfaite de tous ces faciès métamorphiques entre eux et avec la série sédimentaire, et d'autre part les feldspaths sodico-potassiques du granite sont généralement déformés ou brisés sous l'effet du plissement lui-même, avec alignement des débris dans le sens W-E.

— La seconde étape est caractérisée par la poursuite de l'enrichissement sodique, mais sans déplacement d'éléments Fe-Mg cette fois, provoquant pendant le plissement l'albitisation du granite et celle, au-delà du front de granitisation, des micaschistes et des roches basiques.

Cette seconde bouffée sodique ne paraît pas devoir être dissociée vraiment de la première à laquelle elle fait probablement suite sans discontinuité. Mais cette seconde étape s'en distingue par le fait que l'apport sodique dépasse le front de granitisation (c'est-à-dire la limite supérieure de destruction des micas et de mise en mouvement des éléments Fe-Mg). Il s'ensuit que, d'une part, de l'albite nouvelle se développe dans le granite gneissique, corrodant, remplaçant ou soudant les feldspaths sodico-potassiques qui viennent d'être déformés et parfois même brisés lors du plissement ; et que, d'autre part, de l'albite nouvelle apparaît également dans les micaschistes situés au-dessus de la zone granitisée, donnant des faciès quarzofeldspathiques micacés (gneiss albitiques très fins) et provoquant l'amphibolitisation des faciès basiques grenus (amphibolites oligoclastiques banales plus ou moins riches en résidus).

Le caractère syntectonique de cette seconde étape est attesté par le fait que la structure intime du granite gneissique ainsi obtenu, constitué de feldspaths primaires déformés et de feldspaths secondaires intacts ressoudant les déformations des premiers, s'aligne exactement suivant l'axe du pli W-E qui affecte ce domaine.

Et comme il n'y a pas de raisons de faire une coupure nette entre la première étape sodique qui provoque la granitisation antérieure au plissement et la seconde qui aboutit à l'albiti-

sation contemporaine du plissement, on peut en conclure que la granitisation métasomatique de Moëlan précède directement le plissement et s'achève avec lui.

2. LE CYCLE MÉTAMORPHIQUE « HERCYNIE » ET LES PLISSEMENTS WNW-ESE.

Le cycle métamorphique hercynien aboutit à la formation de deux grandes séries cristallophylliennes :

— d'une part des formations épizonales, essentiellement des micaschistes à muscovite et chlorite (micaschistes supérieurs) ;

— d'autre part des migmatites développées à la base de ces micaschistes et aboutissant en profondeur au granite d'anatexie, visible au cœur de l'anticlinal de Cornouaille.

a) *Les micaschistes.* Dans les micaschistes épizonaux, la biotite n'est pas normalement présente, abstraction faite naturellement des biotites résiduelles déformées et imparfaitement chloritisées, qui peuvent subsister en souvenir des faciès métamorphiques primitifs repris dans le métamorphisme hercynien. On y reconnaît deux faciès essentiels :

— des faciès monométamorphiques, dérivant de séries sédimentaires n'ayant pas subi le métamorphisme primitif. En particulier on y distingue facilement une alternance de micaschistes vrais (anciens niveaux pélitiques) et de quartzites (anciens niveaux gréseux) en bancs épais caractéristiques de la sédimentation du Paléozoïque inférieur armoricain. Il s'agit là d'un métamorphisme banal, peu différent dans son principe du métamorphisme géosynclinal noté précédemment dans les assises les plus profondes du Briovérien au cours du premier cycle orogénique ;

— des faciès polymétamorphiques, développés par superposition de ce même métamorphisme épizonal sur les anciennes séries métamorphiques plissées W-E. Assez hétérogènes, ces faciès se caractérisent par une belle variété pétrographique (par exemple : micaschistes à albite, à chloritoïde, à grenat, à glaucophane, à pennine, à staurotide, à disthène etc.) liée surtout à la variété même des séries métamorphiques primitives, et par l'abondance des résidus subsistant au sein des micaschistes nouveaux.

Il faut attirer l'attention ici sur le fait que ces résidus, généralement microscopiques, sont tous profondément déformés, éclatés et parfois étirés

en poussière le long des plans de la nouvelle schistosité cristallophyllienne indépendante de l'ancienne et fréquemment microplissée, surtout dans les zones supérieures. Une microcataclase intense et systématique précède donc directement la recrystallisation métamorphique nouvelle, celle-ci se caractérisant au contraire par des minéraux frais et intacts : ceci souligne l'importance des phénomènes de tension préalablement aux recrystallisations métamorphiques.

Ce métamorphisme des micaschistes hercyniens présente en fin de compte des caractères analogues à celui du premier cycle, s'ordonnant par rapport à la sédimentation primaire de la même façon que le précédent par rapport à la sédimentation briovérienne. Et comme ce métamorphisme atteint les séries paléozoïques jusqu'au Gothlandien inclus, ce qui nécessite au-dessus de celui-ci la présence d'une charge dévonienne suffisante, on voit qu'il a dû se dérouler en fait à l'aurore des plissements hercyniens proprement dits, ceux-ci commençant à se faire sentir en Armorique dès la fin du Dévonien (phase bretonne).

b) *La migmatisation dans le cadre de l'évolution structurale hercynienne.* Situées à la base des micaschistes hercyniens, les migmatites permettent d'observer sur 3 000 à 5 000 m d'épaisseur le passage progressif de ceux-ci au granite d'anatexie.

Parallèle aux faciès polymétamorphiques (c'est-à-dire aux micaschistes à muscovite et chlorite développés pendant le cycle hercynien), le front des migmatites est, comme eux, oblique par rapport aux structures W-E plus anciennes. Aussi la cartographie de ces formations souligne-t-elle une disharmonie fondamentale entre les séries métamorphiques primitives plissées W-E et les séries métamorphiques nouvelles prises dans le plissement WNW-ESE, celui-ci étant caractéristique de la « direction armoricaine » dans l'orogénie hercynienne. Cette disharmonie est particulièrement nette au niveau du front des migmatites, où se produisent fréquemment des *décollements* entre l'infrastructure migmatitique et la superstructure, celle-ci étant constituée par les résidus plus rigides des séries primitives reprises ou non dans le métamorphisme épizonal hercynien.

Ces migmatites, passant graduellement en profondeur au granite d'anatexie, sont parfaite-

ment ordonnées dans l'axe des grands anticlinaux de Cornouaille et de Saint-Nazaire. Leurs minéraux intacts de toute cataclase, malgré des déformations souvent intenses localement, montrent qu'elles n'ont pas eu à souffrir de ces plissements : elles ont dû évoluer peut-être avant, mais surtout pendant que s'est formée l'immense voûture de cette infrastructure.

Cette conclusion suivant laquelle la migmatisation est contemporaine de l'événement majeur de l'orogénie hercynienne, à savoir le soulèvement de son infrastructure, est corroborée en particulier par les observations suivantes :

— à la partie occidentale de l'anticlinal de Cornouaille s'observe un resserrement accidentel de celui-ci : les migmatites très litées suivant l'axe du pli n'y sont pourtant aucunement écrasées alors que les micaschistes qui les encadrent sont profondément cataclasés ; leur cristallisation n'était donc pas achevée au moment de ce resserrement ;

— la voûture des migmatites s'accompagne d'extrusions granitiques de même composition minéralogique et chimique que le granite d'anatexie fondamental. Ces extrusions, diffuses en profondeur, plus nettes et sécantes vers la périphérie, forment, à l'extérieur, des masses granitiques tardi-migmatiques, localisées surtout dans la zone de décollement qui se développe au niveau du front des migmatites.

Nous parvenons ainsi à une conclusion très semblable à celle à laquelle nous aboutissions précédemment pour l'épisode de granitisation terminale du premier cycle métamorphique : *le phénomène métagénétique qui aboutit à la formation des migmatites et du granite d'anatexie précède sans doute, mais surtout accompagne le plissement, s'achevant avec lui.*

Cependant une différence apparaît ensuite entre les deux cycles : le second se poursuit par la mise en place de masses granitiques intrusives, inconnues en Bretagne méridionale à la fin du premier ².

2. En Bretagne septentrionale et surtout en Normandie, on connaît par contre de nombreux granites intrusifs antécambriens qui se rattachent certainement aux phases terminales de l'orogénie cadomienne, puisqu'ils sectionnent toute la masse du Briovérien plissé par cette orogénie.

Mise en place des granites sud-armoricains en liaison avec l'évolution orogénique hercynienne.

Il est important de noter au préalable l'imprécision relative, jusqu'à présent, de nos connaissances sur les relations existant entre les phases orogéniques hercyniennes notées dans les schistes cristallins sud-armoricains et les phases analogues décelées dans les séries sédimentaires.

On sait que la phase bretonne, entre Dévonien supérieur et Dinantien, a eu dans tout le Massif armoricain une importance certaine. Mais on ignore encore ses véritables caractères tectoniques [Cogné, 1959 b], si ce n'est qu'elle entraîne une discordance cartographique appréciable du Dinantien sur les terrains antérieurs.

A la phase sudète on rapporte traditionnellement l'essentiel des structures plissées d'Armorique et plus particulièrement le développement de la direction armoricaine (NW-SE) soulignée par l'anticlinal de Cornouaille. Or non loin de là, dans le synclinal d'Ancenis, si le Dinantien est nettement discordant sur tout ce qui précède (phase bretonne importante), le Namurien par contre semble succéder en continuité au Dinantien [Péneau, 1928, 1933]. La phase sudète a donc été très discrète ici en tant que phase de plissement. En Vendée, dans le prolongement direct des structures sud-armoricaines, ce même Namurien repose en discordance sur le Givétien [Mathieu, 1937]. Il semble que cette absence du Dinantien marin entre les deux doive être attribuée à la phase bretonne, entraînant lacune, plutôt qu'à la phase sudète qui, trop proche du Namurien, ne laisse qu'un temps bien court pour que l'érosion ait pu enlever ainsi tout ce qui sépare normalement ce niveau du Givétien sur lequel il repose³. De même, la présence de Namurien discordant sur le Gothlandien métamorphique de la région de Nort-sur-Erdre (feuille de Saint-Nazaire au 80 000^e) montre que la série métamorphique en question a dû être soulevée assez tôt pour qu'elle ait pu être décapée ainsi par l'érosion avant le Namurien : il paraît peu probable, là encore, que la phase sudète, immédiatement antérieure ou même contemporaine du début du Namurien, puisse en être tenue pour principale responsable.

En fin de compte, ces remarques rejoignent l'observation de H. Stille [1951] suivant laquelle la phase sudète n'est pas rigoureusement identifiable en Bretagne. Il faut noter cependant que

la phase de l'Erzgebirge, écho final de la phase sudète, est ici fort bien déterminée, le Westphalien étant toujours et nettement discordant sur le Namurien dans le SE du Massif armoricain [Péneau, 1930, 1933 ; Mathieu, 1937].

Est-ce à dire finalement que la phase sudète soit inexistante ou sans importance en Bretagne méridionale ? Nous verrons qu'il s'agit bien d'une phase tectonique très puissante, mais dont les caractères ne sont pas ceux de la phase de plissement généralisé que l'on imagine classiquement.

1. GRANITE D'ANATEXIE EN LIAISON AVEC LA PHASE BRETONNE : L'ANTICLINAL DE CORNOUAILLE.

Les remarques précédentes montrent l'importance de la phase bretonne, beaucoup plus que de la phase sudète, dans le développement de la structure fondamentale de la Bretagne méridionale et particulièrement dans la formation de sa voussure principale : l'anticlinal de Cornouaille, dirigé WNW-ESE.

C'est à cette phase bretonne, apparue à la fin du Dévonien, et dont l'évolution a dû se poursuivre encore pendant le début du Dinantien, que l'on doit rapporter par conséquent la mise en place du granite d'anatexie dans l'axe de la puissante voûte migmatitique de cet anticlinal.

Pendant cette phase, les migmatites se sont déformées souplement, offrant dans le détail des structures compliquées caractéristiques d'un domaine très mobile. Mais leur dessin d'ensemble reste simple, montrant d'amples ondulations, larges parfois de plusieurs dizaines de kilomètres. Plus qu'un véritable plissement d'ensemble par compression latérale, c'est l'hypothèse d'un soulèvement puissant des dômes migmatitiques qui peut seule expliquer cette structure fondamentale.

Ainsi la phase bretonne se présente-t-elle essentiellement comme une période de mou-

3. Cette importance vraisemblable de la phase bretonne en Vendée se trouve d'ailleurs confirmée par l'attribution récente du quartzite rouge de Champdeniers à un *faciès continental du Culm* [Mathieu, 1957].

vement vertical⁴, phase de surrection ou d'*orogénèse* antérieure à la *tectogénèse* proprement dite [Gidon, 1957 ; Aubouin, 1958]. Et ce sont ces mouvements orogéniques profonds, responsables du soulèvement des masses migmatitiques en cours d'évolution vers la forme granite d'anatexie, qui expliquent en même temps le déplacement en surface des aires de sédimentation dinantiennes (discordance cartographique de celles-ci sur les terrains dévoniens) et leur comblement détritique particulier (sédiments synorogéniques de faciès culm).

2. DÉCOLLEMENTS AU NIVEAU DU FRONT DES MIGMATITES ET MISE EN PLACE DES GRANITES TARDI-MIGMATIQUES.

Aux mouvements verticaux liés à la phase bretonne vont succéder progressivement les déformations tangentielles caractéristiques des phases ultérieures. Ce passage de l'*orogénèse* à la *tectogénèse* se fait progressivement. En effet, en contrepartie du soulèvement des voûtes migmatitiques il semble que l'évolution métasomatique s'y soit trouvée freinée puis arrêtée, les migmatites ayant été enlevées aux zones profondes où se produisait normalement leur évolution. Ce ralentissement de l'évolution métasomatique dans les domaines anticlinoriaux entraîne du même coup la perte de leur mobilité orogénique, et par là l'induration progressive du domaine de l'anticlinal de Cornouaille dans la forme acquise. Aux déformations souples, caractéristiques de l'*orogénèse* bretonne dans ces zones profondes, succèdent ainsi peu à peu des déformations de plus en plus cassantes, développées pratiquement dans la même direction structurale.

De ce fait, pendant cette période d'induration, des décollements commencent à se produire au niveau du front des migmatites. Des granites légèrement postérieurs à la migmatisation (granites tardimigmatiques), mais qui lui sont encore directement liés, viennent s'y mettre en place. Leur composition minéralogique et chimique, en particulier, est identique à celle du granite d'anatexie. Mais leur structure est différente : ils s'enracinent dans la zone supérieure des migmatites par un lacs d'extrusions floues, se fondant plus ou moins dans les lits quartzo-feldspathiques des embréchites ; par contre ils se rassemblent vers le haut pour donner des granites semi-migmatiques et semi-intrusifs allongés dans les zones de décollement, à partir de quoi ils pénètrent intrusivement dans les séries situées au-dessus des migmatites. A ce stade, cela suppose encore une certaine

malléabilité du domaine migmatitique et une évolution métasomatique relativement active.

Mais ce n'est là encore qu'un épisode intermédiaire entre les deux phases majeures de l'*orogénèse* en cette région.

3. GRANITES INTRUSIFS A DEUX MICAS EN LIAISON AVEC LA PHASE SUDÈTE : LA ZONE BROYÉE SUD-ARMORICAINE.

Le domaine migmatitique définitivement soulevé et induré dans les zones anticlinoriales (WNW-ESE) constitue un rôle disharmonique au sein des séries métamorphiques anciennes déjà plissées (W-E) et relativement rigides.

Les compressions latérales, qui succèdent au soulèvement fondamental lié à la phase bretonne, vont développer entre ces masses résistantes une tectonique tangentielle qui accentue en un véritable cisaillement le décollement apparu au niveau du front des migmatites. C'est ainsi que sur plus de 300 km se développe la puissante *zone broyée sud-armoricaine* presque partout localisée au flanc nord de l'anticlinal de Cornouaille.

C'est à la faveur de telles zones cisailées (nous en avons noté trois en Bretagne méridionale) que se disposent en feuillets rectilignes, verticaux, parallèles à la structure tectonique, les granites à deux micas qui en soulignent remarquablement l'importance et la continuité.

Il s'agit de granites généralement clairs, à grain fin, présentant une structure planaire syncristalline. Très remarquable est la parenté chimique, mais non minéralogique, qui existe entre le granite d'anatexie fondamental et ces granites à deux micas dont la majorité va faire « intrusion » jusque dans des zones relativement superficielles (passant même à des microgranites) très au-delà du sommet des migmatites : ce sont tous des granites calco-alcalins monzonitiques. On peut penser ainsi que ces granites syntectoniques représentent la remontée synorogénique du granite fondamental, non encore pleinement consolidé, depuis le tréfonds des migmatites où ils s'enracinent jusque vers les régions superficielles, ceci à la faveur des zones fissurées et broyées⁵.

4. Il est difficile de donner des chiffres absolus sur l'importance de ce mouvement vertical. Actuellement c'est au minimum une dénivellation de 10 000 m qui existe au niveau des migmatites entre le domaine de l'anticlinal de Cornouaille et la zone restée profonde du synclinorium de Saint-Julien-de-Vouvantes (Texte-pl. II). Mais dans ce chiffre doivent intervenir des dénivellations secondaires liées aux phases tectoniques ultérieures.

5. En réalité, le granite d'anatexie dans l'anticlinal de Cornouaille était certainement déjà induré lorsqu'il a été recoupé

C'est à la phase sudète et non à des phases plus récentes de l'orogénie hercynienne, qu'il faut rapporter la formation de ces zones broyées et la mise en place des granites en feuillets contemporains alignés suivant les axes cap Sizun Baud, pointe du Raz-Nantes, et îles méridionales.

En effet :

a) Il est certain qu'il y a eu continuité dans l'effort orogénique entre le soulèvement de l'anticlinal de Cornouaille et le développement de la zone broyée sur son flanc nord. C'est donc à deux « phases » normalement successives que l'on doit rapporter les deux événements majeurs de cette évolution continue. Si donc la première est bien la phase bretonne évoluant au début du Dinantien, la seconde doit être la phase sudète. Celle-ci n'apparaît donc pas dans ces zones profondes comme une phase de plissement général, mais comme une phase de fracturation puissante *localisée* à des secteurs privilégiés.

b) Nous avons vu que la phase sudète dans les bassins sédimentaires de Bretagne méridionale ne se traduisait justement pas de façon évidente par des plissements énergiques. Elle n'est pas inexistante pour autant et dans le synclinal d'Ancenis, par exemple, le Namurien montre un regain du volcanisme acide et de la sédimentation détritique qui est évidemment en relation avec un épisode orogénique appréciable de type fissural. L'absence ici de discordance nette entre Dinantien et Namurien souligne cependant le caractère localisé des effets tectoniques de la phase sudète, si puissante soit-elle, ce qui s'associe parfaitement avec ce que l'étude des zones profondes vient de nous montrer pour cette période.

c) La mise en place des granites liés à cette phase de fracturation profonde s'est faite assez tôt dans l'évolution orogénique hercynienne, et C. Barrois [1930] a souligné déjà l'âge post-dinantien mais prénamurien de la majorité des granites intrusifs bretons. En Bretagne méridionale, ces granites étaient décapés et érodés dès le Westphalien puisqu'on en retrouve les débris dans les conglomérats de cet âge. C'est donc bien à la phase sudète qu'il faut attribuer leur mise en place, et par le fait même la puissante tectonique cisailante à laquelle ils se rattachent.

4. LE PROBLÈME DES GRANITES A DEUX MICAS EN MASSIFS CIRCONSCRITS : ILS SONT CONTEMPORAINS DES GRANITES EN FEUILLETS.

Outre les granites à deux micas en feuillets localisés dans les grandes zones de cisaillement,

on observe d'autre part en Bretagne méridionale des massifs de même composition minéralogique, bien que de grain plus grossier, présentant des contours subcirculaires plus ou moins nets. Sur les cartes, ces massifs dessinent dans l'ensemble une curieuse structure lobée, s'enracinant en bandes effilées au niveau des granites en feuillets disposés le long des zones de fracture, puis s'en écartant vers l'Est ou le Nord-Est pour s'étendre en batholites à travers les séries métamorphiques ou sédimentaires qu'ils recoupent intrusivement (Texte-pl. I).

Cette disposition en lobes et ces relations avec les granites en feuillets est restée jusqu'à présent assez énigmatique.

— pour C. Barrois [1930] tous ces granites sont syntectoniques, contemporains des plissements sudètes et donc contemporains entre eux. La différence de structure entre feuillets et lobes est liée aux différences de compression subies par ces granites pendant leur injection et à leur tendance à refluer vers les lieux de moindre compression.

— pour A. Demay [1951], certains massifs granitiques méridionaux, comme celui de Lorient, sont nettement post-tectoniques. C'est aussi en partie l'opinion de P. Pruvost [1955] à propos du massif de Pontivy, avec cette remarque importante toutefois que seule sa partie supérieure serait dans ce cas, recoupant nettement les séries plissées alentour, alors que sa partie profonde est nettement syntectonique par rapport à ces mêmes plissements.

En fait, l'étude des massifs méridionaux, formant lobe par rapport à l'alignement feuilleté des îles, montre que tous ces massifs (Pont-l'Abbé, Lorient, Quiberon, Guérande) sont, comme les granites en feuillets, postérieurs aux plissements essentiels des schistes cristallins (plissements cadomiens repris par la phase bretonne). Par contre, ils sont nettement associés à un style de déformation particulier, contrecoup direct des efforts tangentiels sudètes qui sont responsables d'autre part de la formation des zones broyées où sont localisés les feuillets granitiques.

par les granites à deux micas en feuillets qui le limitent au Nord (région de Vannes). Il semble en fait que ceux-ci aient leur source (ou bien leur enracinement) non pas dans ces zones soulevées de l'infrastructure, en bordure desquelles ils se développent, mais au contraire dans les zones restées profondes, celles où la migmatitisation devait encore pouvoir évoluer : les zones synclinoriales. Car c'est un fait remarquable et qu'il faut souligner ici : c'est en dehors du domaine figé de l'anticlinorium sud-armoricain, c'est-à-dire au-dessus des zones synclinoriales, que se présente la majorité des granites à deux micas (Texte-pl. II).

En effet, nous avons vu précédemment (fig. 1) comment les séries anciennes orientées W-E, prises en porte-à-faux entre les môles migmatitiques dirigés WNW-ESE, et soumises aux forces tangentielles responsables des grandes zones de cisaillement, se sont trouvées infléchies en S au Nord du Pays de Guérande pris comme exemple.

Chose remarquable : c'est dans ou à proximité immédiate de ces secteurs infléchis que se mettent en place les granites intrusifs à deux micas de Guérande, de Quiberon, de Lorient et de Pont-l'Abbé. De plus ils présentent nettement sur leur bordure, et parfois très profondément dans leur masse, des structures feuilletées syncristallines orientées dans le sens de ces inflexions.

Le caractère syntectonique de ces quatre massifs ne fait donc pas de doute : ils se sont mis en place, après plissement régional, dans des nœuds tectoniques particuliers en contre-

coup immédiat des efforts tangentiels qui par ailleurs provoquent la mise en place des granites en feuillets.

Comme le pensait C. Barrois, les granites à deux micas en massif sont donc bien contemporains des granites en feuillets. Comme eux ils sont syntectoniques, mais par rapport à une phase de cisaillement et non par rapport à une phase de plissement.

Dès lors la différence de structure et de forme notée entre granites en feuillets et granites en massifs, est liée non pas à des époques différentes de mise en place mais à des conditions tectoniques particulières de formation.

On doit considérer comme très probable qu'il en est de même pour les lobes septentrionaux, au N de l'alignement cap Sizun-Baud en particulier, tous ces granites présentant d'autre part les mêmes caractères pétrographiques. Mais l'étude reste à faire de ce point de vue.

Conclusions ⁶.

1. INTERPRÉTATION D'UNE COUPE N-S A TRAVERS LA BRETAGNE MÉRIDIONALE.

Une telle coupe (Texte-pl. II en dépl.), évidemment schématisée, placée dans son cadre géologique, permet de souligner les traits structuraux essentiels de la chaîne hercynienne en Bretagne méridionale.

Plusieurs domaines fondamentalement différents s'individualisent dans cet ensemble, qui sont autant de véritables « étages tectoniques » [Wegmann, 1951, 1959] séparés maintenant par des décollements, des failles et des masses granitiques intrusives.

a) *Un domaine d'infrastructure*, le plus profond visible ici, est constitué par les migmatites hercyniennes et par les granites qui s'y rattachent, faciès développés aux dépens des parties profondes d'un vieux socle antépaléozoïque. *C'est un domaine d'homogénéisation* des séries anciennes, qui, primitivement variées, se transforment en « granite » sans qu'il soit nécessaire de faire appel, au total, à un apport sensible d'éléments extérieurs [Cogné, 1957], les échanges entre les séries présentes étant suffisants pour cela.

Mais c'est aussi un *domaine de grande mobilité*, malléable et souple, susceptible de déformations compliquées caractéristiques de cet étage tectonique profond. L'enveloppe de ces défor-

mations dessine les grandes voissures anticlinales et synclinales apparues pendant la phase bretonne que nous notons actuellement au tréfonds de la chaîne hercynienne.

Ce domaine n'affleure actuellement que dans la zone anticlinoriale : c'est le « domaine de l'anticlinal de Cornouaille ». Mais la forme de cette infrastructure dans les zones synclinales qui l'encadrent, particulièrement au Nord, se déduit assez bien à partir des déformations d'ensemble de la superstructure elle-même et grâce à la répartition du métamorphisme régional, au-dessus des migmatites, jusque dans les séries de couverture paléozoïque.

Quant aux granites hercyniens de toute cette région, c'est un fait remarquable qu'ils présentent tous une étroite parenté chimique depuis le granite d'anatexie profond resté en place sous sa coupole migmatitique au cœur de l'infrastructure, jusqu'aux granites intrusifs à deux micas mis en place par la suite dans des zones tectoniques privilégiées relativement superficielles.

On ne peut manquer d'évoquer ici la possi-

6. L'essentiel de ces notes était rédigé lorsque nous avons eu connaissance du mémoire fondamental de E. Wegmann [1959] auquel nous renvoyons le lecteur. Certaines conclusions de portée locale ou générale auxquelles nous aboutissons ici sont trop proches des vues exprimées par cet auteur pour que nous n'ayons devoir de le signaler.

bilité de phénomènes diapiriques [Wegmann, 1930, 1959] pour expliquer la remontée des roches « mobilisées » de la zone profonde vers les parties superficielles où elles s'introduisent en prenant des caractères « intrusifs ». *Car il n'y a aucun doute ici sur la continuité existant depuis les phénomènes métasomatiques profonds qui aboutissent à la formation des granites fondamentaux jusqu'à certains phénomènes magmatiques superficiels liés à la mise en place des granites intrusifs à deux micas.* Les granites tardi-migmatiques, métasomatiques dans leur zone d'enracinement au sein des migmatites, magmatiques dans leur zone externe intrusive (ils émettent sur leur périphérie des filons de micro-granite) sont un exemple parfait de cette continuité des phénomènes de granitisation, à travers des états physiques différents, des zones profondes aux zones superficielles. Il n'y a pas, en Bretagne méridionale, « granites et granites ».

b) *Un domaine de superstructure*, tectoniquement plus complexe, apparaît au-dessus de l'infrastructure, dans lequel on reconnaît :

— un *socle ancien* déjà métamorphisé et plissé avant les temps hercyniens,

— une *couverture sédimentaire* paléozoïque discordante sur ce socle.

L'ensemble est repris dans le métamorphisme et les déformations orogéniques hercyniennes. En premier lieu tout ce domaine suit évidemment les ondulations amples et profondes de l'infrastructure. Mais dans le détail, chacun des éléments qui le constituent va réagir à ces déformations suivant ses caractères plastiques propres : des disharmonies vont apparaître ou s'accroître entre leurs styles tectoniques, surtout lors des compressions puissantes liées à la phase sudète. En outre, des éléments de l'infrastructure (granites) pourront remonter à travers cette superstructure à la faveur de la tectogénèse sudète, alimentant le volcanisme acide noté en surface pendant le Namurien.

Le socle primitif, métamorphisé, plissé et induré avec ses axes granito-gneissiques depuis les plissements cadomiens (antécambriens), garde au cours de ces déformations une relative rigidité. Conservant plus ou moins parfaitement sa structure primitive W-E, il tend de ce fait à se désolidariser de l'infrastructure migmatitique dès le début de la voussure de celle-ci dans le sens NW-SE.

Lors des compressions latérales plus violentes, au cours de la phase sudète principalement, cette disharmonie entre l'infrastructure migma-

titique maintenant soulevée et indurée, et la base de la superstructure, va s'accroître encore. Le socle se décolle franchement par faille au niveau du front des migmatites (celui-ci est faillé partout où il n'a pas été « soudé » préalablement par les granites tardi-migmatiques), ou bien il s'incurve transversalement pris de biais, lui structuré W-E, entre les masses de l'infrastructure dirigées NW-SE (cf. fig. 1). C'est alors que se mettent en place tous les granites à deux micas (dernier « jus » de l'infrastructure), les uns en feuillets dans les zones faillées, les autres en massifs dans les zones infléchies ou arquées.

La couverture sédimentaire primaire, dans l'ensemble, suit ces déformations secondes du socle, conséquences elles-mêmes des déformations profondes de l'infrastructure pendant la phase bretonne, puis des compressions latérales liées à la phase sudète.

Dès la phase bretonne, nous le savons, les zones de sédimentation primaire ont été ainsi perturbées, et le Dinantien, discordant sur tout ce qui le précède, s'est trouvé cantonné à des bassins nourris par un apport détritique important provenant des régions fraîchement surélevées et soumises à l'érosion.

La phase sudète est caractérisée en profondeur par les grandes zones de cisaillement notées en bordure et dans le domaine de l'anticlinal de Cornouaille. Liés à de puissantes compressions s'exerçant sur un matériel induré, les effets de cette tectonique y restent de ce fait relativement localisés. Il est probable qu'en surface les répercussions de ces compressions ont été assez différentes. Mais ce que l'on en connaît actuellement dans la couverture se situe à l'extérieur du domaine de l'anticlinal de Cornouaille, c'est-à-dire au-dessus des secteurs synclinoriaux de l'infrastructure, dont on sait qu'à cette époque ils avaient sans doute gardé encore leur relative plasticité si l'on en croit l'abondance des remontées granitiques⁵. La continuité Dinantien-Namurien dans le bassin d'Ancenis montre cependant que cette phase a pu être assez discrète aussi dans ces zones externes. Et pourtant, s'il y a tout lieu de penser qu'en Bretagne méridionale les grandes lignes directrices de l'orogénèse étaient esquissées dès l'aurore du Carbonifère, il est certain que celles-ci ont été retouchées par la suite. C'est à la phase sudète vraisemblablement, peut-être aussi à celle de l'Erzgebirge, qu'il faut rattacher les plissements des séries dinantiennes avant le Westphalien et les déversements ou glissements

sur le socle des plis affectant l'ensemble des séries primaires (bordure méridionale du synclinorium de Saint-Julien-de-Vouvantes par exemple). C'est à cette époque aussi que s'imprime dans cette couverture la structure propre au socle lorsqu'il rejoue dans ces déformations (anticlinal de Lanvaux coiffé par l'anticlinal de Bains-sur-Oust). C'est à la phase sudète surtout qu'il convient certainement d'attribuer la fissuration ayant permis l'émission du volcanisme acide namurien, au moment précisément où se fissurait le socle et où se mettaient en place les granites syntectoniques à deux micas provenant de l'infrastructure (granites parfois surmontés eux-mêmes de tout un cortège de microgranites intrusifs dans les séries de couverture).

Structurée de cette façon, la chaîne hercynienne ne sera plus désormais, en Bretagne méridionale, que le jouet de l'érosion et de retouches tectoniques mineures n'en déformant pas les caractères essentiels. La zone broyée sud-armoricaine, entre infrastructure et superstructure, restera en particulier un domaine instable où se développera, à partir du West-phalien, un long fossé appelant la sédimentation houillère. Véritable sillon houiller sud-armoricain allant du Sud-Finistère [Giot, 1948] aux confins de la Vendée [Mathieu, 1937] et se prolongeant de là vers le Massif central par la grande fracturation d'Argentat, ce fossé se fermera sur lui-même lors des compressions saaliennes. Au Tertiaire, cette zone broyée jouera en contrecoup lointain de l'orogénie alpine, formant le « sillon de Bretagne » marqué dans la région de la Basse-Loire par une dénivellation de quelques dizaines de mètres entre flanc nord rehaussé et le flanc sud affaissé. Actuellement elle reste encore le domaine privilégié des secousses séismiques de la région.

2. MÉTAMORPHISME, GRANITISATION ET OROGÉNIE.

L'exposé des principaux faits structuraux observés en Bretagne méridionale nous autorise maintenant à en tirer brièvement quelques enseignements ayant sans doute valeur plus générale sur les relations existant entre métamorphisme et orogénie et sur la position des granites à la jonction de ces deux phénomènes.

a) *La formation des ectinites est liée à l'évolution géosynsyclinale préorogénique.* Cette conclusion, découlant de l'étude des deux cycles métamorphiques représentés ici, confirme dans

une certaine mesure les hypothèses couramment admises à ce sujet depuis près d'un siècle : micaschistes et gneiss normaux (*ectinites* de J. Jung et M. Roques) résultent d'un métamorphisme régional pratiquement topochimique développé en profondeur après qu'en surface la subsidence géosynclinale ait appelé la sédimentation, mais avant le plissement proprement dit. Du moins explique-t-on de cette façon le parallélisme qui existe généralement entre stratigraphie et foliation métamorphique à l'intérieur d'un même cycle orogénique.

Nous avons souligné l'importance des phénomènes microdynamiques préluant à cette cristallisation des ectinites. Si le passage progressif par les zones de schistosité de flux et de microplissement avant d'arriver au domaine plus profond du métamorphisme ressort des travaux de P. Fourmarier [1951] (voir aussi A. Baer [1956]), l'importance de ces phénomènes dynamiques préalables à toute cristallisation importante se trouve confirmée ici par la microcatalase systématique des minéraux résiduels provenant des schistes cristallins primitifs lorsqu'ils sont repris dans le métamorphisme hercynien. Ceci montre bien la relation étroite existant entre certains phénomènes de tension développés dans la masse des roches soumises au métamorphisme et la cristallisation des *ectinites*. Et l'on sait l'importance que revêt la reconnaissance et l'étude de ces actions microdynamiques au sein des séries polymétamorphiques pour la séparation des cycles métamorphiques superposés appartenant à des cycles orogéniques différents [Cogné, 1957].

Or de tels phénomènes microstructuraux ne peuvent être expliqués par la seule subsidence géosynclinale. Il faut y voir plus vraisemblablement un épisode avant-coureur de l'orogénèse proprement dite, dont N. Oulianoff [1958] a souligné récemment le rôle important dans l'apparition du métamorphisme régional.

b) *Les phénomènes métagénétiques (migmatisation, granitisation) précèdent peut-être, mais surtout accompagnent le soulèvement de l'infrastructure (orogénèse), s'achevant avec lui.* Ceci découle également de l'étude des deux cycles observés en Bretagne méridionale, tant pour la granitisation de type Moëlan, que pour la migmatisation de type Cornouaille. Est-ce à dire que ce sont ces phénomènes de granitisation développés plus ou moins haut dans les séries métamorphiques qui donnent l'impulsion provoquant le soulèvement de l'infrastructure ? On peut penser en effet que la migmatisation,

en transformant des roches primitives variées en une roche plus homogène et de densité moyenne plus faible, le granite, attribué à ce domaine une prédisposition particulière pour s'élever en voûtes anticlinoriales par une sorte de diapirisme. C'est là une hypothèse attrayante pour expliquer le départ des phénomènes orogéniques.

Mais il faut surtout souligner ici l'induration sensible de ces domaines profonds, remarquablement plastiques au départ, dès qu'ils se trouvent soulevés au-dessus des zones où s'élabore le granite d'anatexie. Si donc le soulèvement de l'infrastructure migmatitique freine dans celle-ci son évolution métasomatique, en contrecoup cet arrêt de l'évolution métasomatique aboutit en pratique à une induration qui bloque le plissement dans les zones profondes. C'est ainsi du moins que nous avons été conduit logiquement à expliquer l'apparition d'une tectonique de plus en plus cassante dans ce domaine primitivement très souple au fur et à mesure qu'il s'élève en Bretagne méridionale.

Et inversement, il convient d'observer à l'appui de ceci, que pendant ce même temps où les zones anticlinoriales de l'infrastructure se sont trouvées ainsi progressivement figées à la suite de leur soulèvement, les zones synclinoriales au contraire, restées dans le domaine profond de l'anatexie, paraissent avoir gardé plus longtemps leur mobilité relative. Ainsi s'explique, au moment de la phase sudète, le développement d'une remarquable tectonique différentielle entre ces deux domaines, l'un resté souple, l'autre devenu rigide, tectonique responsable des cisaillements et inflexions qui ont permis la mise en place des granites à deux micas, en bordure et surtout à l'extérieur du domaine induré de l'anticlinal de Cornouaille (Texte-pl. II).

c) *Il n'y a pas de granites réellement post-tectoniques.* En Bretagne méridionale, tous les granites sont en relation avec un épisode orogénique pendant leur mise en place : granites métasomatiques profonds liés à l'orogénèse, granites intrusifs liés à la tectogénèse. Le passage d'un type à l'autre est donné par les granites tardimigmatiques, métasomatiques dans leur zone d'enracinement, intrusifs dans leur partie supérieure, et qui occupent une place à part : ils s'associent à des décollements résultant de l'orogénèse et préluant à la tectogénèse. Seules les phases indubitablement magmatiques (passage aux formes microgranitiques puis au volcanisme acide) paraissent pouvoir

évoluer un certain temps après les épisodes tectogénétiques qui ont permis la mise en place des granites intrusifs sous-jacents.

Faut-il voir là une conséquence de la remontée diapirique du granite fondamental, qui, métasomatique au départ, passe progressivement par un état « magmatique » le rendant apte à pénétrer dans des zones de faiblesse de plus en plus superficielles ? Ou bien, les mêmes causes produisant les mêmes effets, devons-nous penser que c'est le retour local, grâce aux efforts tectogénétiques, des conditions thermo-dynamiques régnant normalement dans l'infrastructure au cours de l'orogénèse qui provoque la formation sur place de masses granitiques analogues ? La remarquable parenté chimique (mais non structurale ni minéralogique) des granites hercyniens de Bretagne méridionale, des plus profonds aux plus superficiels, nous conduirait à opter plutôt pour la première hypothèse.

d) *L'état « magmatique » dans la granitisation se présente comme un phénomène secondaire, lié à la tectogénèse, au cours d'une évolution continue allant du métamorphisme profond aux intrusions superficielles.* Cette conclusion est un corollaire logique de la précédente. A plusieurs reprises en effet nous avons remarqué ici le passage continu, déjà noté ou soupçonné par bien des auteurs depuis Delesse [1862], du granite profond d'origine métamorphique aux formes intrusives superficielles. Et les observations de S. von Bubnoff [1928] en Forêt-Noire, ou de J. P. von Eller [1959] dans les Vosges, rendent très légitime le rattachement à cette même succession du volcanisme acide noté à la base de certaines séries houillères, Namurien du bassin d'An-cenis en particulier.

Où et comment se fait ce passage migmatite-magma ? C'est là sans doute que se situe finalement le véritable problème du granite. Et c'est en l'abordant de ce point de vue que les chances se présenteront peut-être aux magmatistes et aux transformistes d'en trouver ensemble la véritable solution. Pour nous, soulignons simplement dans ce passage l'importance des conditions tectoniques (elles-mêmes fonction de l'évolution orogénique) existant au niveau et au moment où se forme le granite, conditions très différentes non seulement entre le domaine profond de l'anatexie et les étages superficiels de la couverture sédimentaire, mais aussi très variables dans un même niveau au cours de l'orogénie elle-même. Les études structurales fines et détaillées des domaines granitisés, en

permettant de préciser ces conditions tectoniques variables dans le temps et dans l'espace, restent donc finalement, contrairement à une

opinion encore trop courante, absolument essentielles pour résoudre le problème du granite et de sa place dans l'évolution orogénique.

Bibliographie sommaire.

- AUBOUIN J. (1958). — A propos d'un centenaire : les aventures de la notion de géosynclinal. *Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn.*, 2^e sér., t. II, p. 135-188.
- BAER A. (1956). — La schistosité et sa répartition (Résumé des recherches de P. FOURMARIER). *Geol. Rund.*, Bd 45, H. 2, p. 234-247.
- BARROIS C. (1930). — Les grandes lignes de la Bretagne. In Livre jubilaire de la Société géologique de France, t. I, p. 83-100. Paris, Soc. géol. France.
- BUBNOFF S. VON (1928). — Der Werdegang einer Eruptivmasse. Geologisch-Petrographische Analyse der Intrusionstektonik im Schwarzwalde. *Fortschr. Geol. u. Pal.*, Bd VII, H. 20, p. 1-239.
- COGNÉ J. (1954). — Schistes cristallins et granites en Bretagne méridionale : A propos des « Hälleflints ». *B. S. G. F.*, (6), IV, p. 729-737.
- (1957). Schistes cristallins et granites en Bretagne méridionale : Le domaine de l'anticlinal de Cornouaille. Thèse Strasbourg *Mém. Expl. Carte géol. dét. France*.
- (1959 a). — Comparaisons entre le Précambrien de Normandie et de Bretagne. *C. R. somm. S. G. F.*, p. 269-270 (C. R. Réunion. extr. Soc. Géol. Fr. en Normandie.)
- (1959 b). — Importance et signification de la phase bretonne dans la chaîne hercynienne en France. *Ibid.*, p. 268.
- DELESSE A. (1862). — Étude sur le métamorphisme des Roches. *Mém. Ac. Sc.*, t. XVII, p. 127-220.
- DEMAY A. (1951). — Sur l'âge des granites de l'Armorique méridionale. *C. R. Ac. Sc.*, t. 238, p. 2239-2241.
- ELLER J. P. VON (1959). — Contribution à l'étude des faciès marginaux du granite de Natzwiller et du granite de Kagenfels (Vosges). *Bull. Serv. Carte géol. Als.-Lorr.*, t. 12, n° 2, p. 85-96.
- FAURE-MURET A. (1944). — L'anticlinal de Lanvaux. *B. S. G. F.*, (5), XIV, p. 279-306.
- FOURMARIER P. (1951). — Schistosité, foliation et microplissement. *Arch. Soc. Phys. Hist. nat. Genève*, (4), vol. 1, p. 5-23.
- GIDON P. (1957). — L'ordre de succession des phénomènes orogéniques et ses conséquences. *B. S. G. F.*, (6), VII, p. 125-136.
- (1960). — Considérations complémentaires sur l'ordre de succession des phases orogéniques. *C. R. somm. S. G. F.*, p. 40-41.
- GIOT P. R. (1948). — Essai synthétique sur la géologie de la Cornouaille occidentale. *B. S. G. F.*, (5), XVIII, p. 3-14.
- JUNG J. et ROQUES M. (1936). — Les zones d'isométamorphisme dans le terrain cristallophyllien du Massif central français. *Rev. Sc. nat. Auvergne*, nouv. sér., t. I, fasc. 4, p. 38-85.
- (1952). — Introduction à l'étude zonéographique des formations cristallophylliennes. *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. L, n° 235, 61 p.
- MATHIEU G. (1937). — Recherches géologiques sur les terrains paléozoïques de la région vendéenne. Thèse, 2 vol. Lille, G. Sautai impr.
- (1944). — Essai sur les granites du Massif armoricain. *Rev. scient.*, n° 3228, p. 15-24.
- (1957). — Les grandes lignes de la Vendée. *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. LV, n° 253, 46 p.
- OULIANOFF N. (1958). — Le métamorphisme des roches dans ses rapports avec les mouvements tectoniques. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.*, vol. 67, n° 297, p. 33-48.
- PÉNEAU J. (1922). — Le bord sud du synclinorium d'Ancenis entre Montjean et Saint-Florent-le-Vieil. *Bull. Soc. Sc. nat. Ouest*, (5), t. III, p. 147-157.
- (1928). — Recherches stratigraphiques et paléontologiques dans le SE du Massif armoricain. Thèse Lille, Laval, Barnéoud, 300 p., 24 pl.
- (1930). — Compte rendu de la Réunion extraordinaire de la Société géologique et minéralogique de Bretagne à Angers-Chateaubriant-Ancenis (22-26 avril 1930). *Bull. Soc. géol., min. Bretagne*, nouv. sér., t. I, p. 1-132.
- PRUVOST P. (1955). — La structure géologique de la région de Rostrenen. *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. LIII, n° 243, p. 1-9.
- RAGUIN E. (1946). — Géologie du granite. (2^e éd., 1957, 275 p.) Paris, Masson et C^{ie}.
- STILLE H. (1951). — Das mitteleuropäische variszische Grundgebirge im Bilde des gesamteuropäischen. *Beih. zum geol. Jahrb.*, Hannover, n° 2, p. 58-76.
- WEGMANN E. (1930). — Ueber Diapirismus (besonders im Grundgebirge). *Bull. Comm. géol. Finlande*, n° 92, p. 58-76.
- (1951). — L'analyse structurale en géologie, p. 55-64. Paris, Hermann (Act. scient. et ind. n° 1156).
- (1959). — La flexure axiale de la Driva et quelques problèmes structuraux des Caledonides scandinaves. *Norsk geol. Tids.*, vol. 39, n° 1, p. 25-74.

Sur le Tithonique et le Crétacé inférieur dans la région de Huescar (province de Grenade, Espagne)

par Alain FOUCAULT *.

Sommaire. — A 6 km environ au NW de Huescar, la coupe de l'ermitage de la Virgen de la Cabeza montre des bancs calcaires très redressés datés du Tithonique et du Berriasien. A leur suite, dans la même unité, une série essentiellement marneuse livre des Ammonites pyriteuses du Valanginien inférieur et supérieur, de l'Hauterivien inférieur, de l'Hauterivien moyen-supérieur, du Barrémien inférieur, du Barrémien supérieur-Bédoulien. Le Cénomanien y existe également, dans des conditions encore imprécises.

La zone subbétique au N de Huescar est divisée tectoniquement en plusieurs unités qui ont été précédemment définies¹. L'unité la plus inférieure (du Barranco de la Virgen) correspond pour la plus grande partie à la dépression du ruisseau de la Virgen et s'étend sous la Sierra de Marmolance qui la domine de ses hautes falaises. La route de Huescar à Santiago de la Espada y accède, au Sud, par un seuil étroit entre les Sierras de Marmolance et del Muerto. Non loin de ce seuil, au km 6,7, la route, après avoir traversé un pont sur le ruisseau de la Virgen, passe au pied d'un ermitage (Ermita de la Virgen de la Cabeza) où une petite carrière a été ouverte. On y voit des couches subverticales qui ont déjà été étudiées par P. Fallot². Sur des calcaires gris clair, d'âge indéterminé, repose une dizaine de mètres de calcaires noduleux roses et rouges, lesquels passent vers le haut à des calcaires blanc verdâtre, marneux, suivis, au Nord, par des marnes blanches tendres où s'est creusée la dépression. Une petite faille de faible rejet change le pendage des couches qui gardent leur direction NNE-SSW, mais se renversent légèrement et plongent vers l'Est-Sud-Est. Un certain nombre d'échantillons ont été prélevés dans ces calcaires, des Ammonites y ont été récoltées; leurs positions sont indiquées sur la fig. 1 où les niveaux rouges sont marqués en grisés.

LE TITHONIQUE ET LE BERRIASIEN. — Les niveaux rouges les plus bas (A, fig. 1) n'ont fourni que quelques débris mal déterminables dont une douteuse *Berriasella praecox* SCHNEID.

qui indiquerait le Tithonique inférieur ou supérieur. Les niveaux rouges du sommet (B) ont été plus productifs. J'y ai trouvé : *Perisphinctes transitorius* OPPEL, *Neocomites deeckeii* KILIAN, *Micracanthoceras microcanthus* OPPEL, *Lytoceras* sp., *Phylloceras* sp.

Cette faune est typiquement du Tithonique supérieur (au sens de Kilian). A cet endroit, P. Fallot a déjà cité : *Pygope bouei* ZEUSCHN., *Phylloceras calypso* D'ORB., *P. semisulcatum* D'ORB., *Lytoceras* sp. qui proviennent des bancs A ou B.

Les niveaux blanc verdâtre (C) qui passent graduellement aux marno-calcaires ont fourni des restes que nous avons identifiés comme : *Spiticeras groteanum* OPPEL, *Berriasella callisto* D'ORB., *Neocomites occitanicus* PICTET, *Lamel-laptychus sterspispis* OPPEL³.

Etant donné le mauvais état des échantillons, un certain doute plane sur ces déterminations. Malgré tout, il ne nous paraît pas possible qu'il s'agisse d'autre chose que du Berriasien. Les échantillons pétrographiques, examinés en lame mince, ont donné les résultats suivants :

* Note présentée à la séance du 20 juin 1960.

1. FOUCAULT A. (1960) : Sur la tectonique de la zone subbétique dans la région de Huescar (pr. de Grenade, Espagne), et sur son Nummulitique. *B. S. G. F.*, (7), II, n° 3 (sous presse).

2. FALLOT P. (1934) : Essai sur la répartition des terrains secondaires et tertiaires dans le domaine des Alpides espagnoles. *Ass. Ét. géol. Méditerranée occidentale*, vol. IV : Géol. des chaînes bétiques et subbétiques, 2^e part., n° 1 e, p. 99. — (1945) : Estudios geológicos en la zona subbética entre Alicante y el río Guadiana Menor. Madrid, Cons. sup. Inv. cient., p. 108.

3. Les *Aptychus* ont été aimablement déterminés par M. Durand Delga.

TITHONIQUE⁴ :

A. 1. Calcaire marneux blanchâtre, grumeleux. — Filaments (section de prodissoconques de Lamelli-branches ?) (A)⁵ ; Radiolaires (A) ; *Globochaete* (R).

A. 2. Calcaire marneux rouge et blanc. — Grands Saccocomidés (AA) « filaments » (R) ; Gastéropodes, *Aptychus*, Lamellibranches (R).

B. 3. Calcaires marneux blanchâtres. — Saccocomidés, « filaments », *Aptychus*, Lamellibranches.

B. 4. Calcaire bréchique rouge et blanc. — *Calpionella elliptica* CAD., *C. alpina* LORENTZ, *C. intermedia* DUR.

DELGA, *Stenosemellopsis hispanica* COLOM, *Globochaete alpina* LOMB.

BERRIASIEN :

C. 5. Calcaire marneux blanc verdâtre. — *Calpionella alpina* LOR., *C. elliptica* CAD., *C. intermedia* DUR. DELGA, *Stenosemellopsis*, *Tintinnopsella carpathica* M. et F., *Globochaete*, *Aptychus*.

C. 6. Calcaire marneux blanc verdâtre. — *Calpionella alpina* LOR., *C. elliptica* CAD., *Tintinnopsella carpathica* M. et F., *Globochaete*.

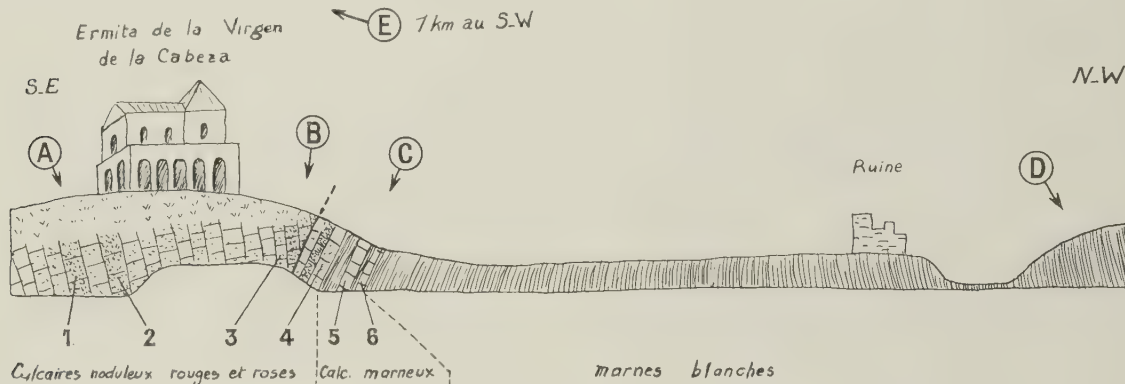


FIG. 1. — Coupe le long de la route de Huescar à Santiago de la Espoda à la hauteur de l'ermitage de la Virgen de la Cabeza (sans échelle).

On voit que les résultats en sont parfaitement concordants : l'abondance des grands Saccocomidés (Crinoïdes pélagiques) que l'on observe en 2 et 3 indique un Malm élevé. Nous avons vu qu'il semblait s'agir de Tithonique ; l'absence des Calpionelles indiquerait la moitié inférieure de cet étage.

L'apparition et la pullulation des Calpionelles a lieu en 4 dans un niveau qui est daté très précisément du Tithonique supérieur. En 5, on voit les premières Tintinnopselles, confirmant l'âge berriasien que nous avons attribué aux niveaux C.

Remarquons enfin que les « filaments » semblent ici abonder encore dans le Malm supérieur (probablement le Tithonique).

LE VALANGINIEN. — A l'W de l'ermitage, les croupes marneuses du Néocomien sont recouvertes par les éboulis et les dépôts de pente des calcaires nummulitiques de la Sierra de Marmolance. Néanmoins, à 1 km environ au SW de la coupe précédente (E, fig. 1), de petits ravins entament ce Quaternaire et permettent de récolter des faunes pyriteuses et marnes sous-jacentes. On y trouve, parmi de nombreux

Phylloceras qui constituent l'essentiel de la population : *Neocomites neocomiensis* D'ORB., *Thurmannia pertransiens* SAYN, *Th. sp.*, *Neolissoceras grasi* D'ORB., *Holcostephanus aff. imbricatus* BMG., *Lytoceras sp.*

Il s'agit bien de Valanginien et plus précisément, sans doute, de la zone à *Kilianella roubaudi* D'ORB. (Valanginien inférieur) qui a fourni les types de l'espèce de Sayn.

A moins de 100 m au N de l'ermitage, un talus marneux (D, fig. 1) est productif et livre :

Neocomites neocomiensis D'ORB., *N. sp.*, *Leopoldia sp.*, *Kilianella sp. ?*, *Thurmannia sp.*, *Acanthodiscus hystrioides* UHLIG, *Holcostephanus psilotomus* N. et U., *Neolissoceras grasi* D'ORB., *Lytoceras sp.*, *Phylloceras sp.*, *Lamellaptychus gr. mortilleti-noricus* TRAUTH, *Terebratula strombecki* SCHLOENB.

Là encore, il s'agit du Valanginien. Sans doute même est-ce le Valanginien supérieur (zone à *Saynoceras verrucosum* D'ORB.). Mais les échantillons que nous avons déterminés comme étant *Holcostephanus psilotomus* N. et U. — espèce qui, d'après Kilian, aurait vécu à la fin de

4. Les numéros correspondent aux numéros de la fig. 1. — A., B., C. indiquent la macrofaune correspondante.

5. A : abondant ; AA : assez abondant ; R : rare.

l'étage — ont un diamètre trop petit pour être avec certitude rapportés au type de Neumayr et Uhlig qui est une grande Ammonite calcaire.

L'HAUTERIVIEN. — A 3 km au NNE du gisement précédent se trouve La Trompeta, colline marneuse surmontée d'un chapeau de calcaire éocène homologue de celui de la Sierra de Marmolance. Les éboulis qui gaignent sa base sont absents sur son pied ouest où, sur plus d'1 km², affleure le Crétacé inférieur. Les points de récoltes sont indiqués sur la fig. 2. Le plus occidental (F) a fourni :

Holcostephanus atherstoni SHARPE, *H. cf. atherstoni* SHARPE, *H. hispanicus* MALLADA, *H. aff. hispanicus* MALL., *H. sp.*, *H. sayni* KILIAN, *H. guebhardi* KILIAN, *Neocomites neocomiensis* D'ORB., *N. cf. neocomiensis* D'ORB., *Phylloceras tethys* D'ORB., *P. semisulcatum* D'ORB., *P. picturatum* D'ORB., *Neolissoceras grasi* D'ORB., « *Desmoceras* ? » *aff. cirtense* SAYN, *Lyloceras sp.*, *Lamellaptychus gr. didayi* COQ.

C'est l'Hauterivien inférieur où l'on remarquera l'abondance et la diversité des *Holcostephanus*.

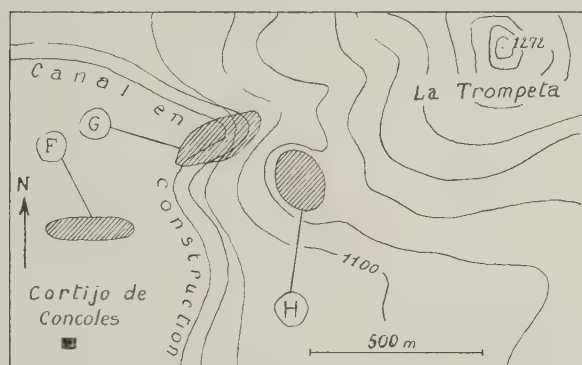


FIG. 2. — Position des gisements du flanc ouest de la Trompeta.

A 200 m environ au Nord-Est dans un canal inachevé et sur ses berges (G), on trouve des Ammonites pyriteuses et calcaires :

Crioceras nolani KILIAN, *Holcostephanus astieri* D'ORB., *H. cf. sayni* KILIAN, *H. sp.*, *Spitidiscus sp.*, *Phylloceras winckleri* UHLIG, *P. gr. infundibulum* D'ORB., *Barremites cf. difficilis* D'ORB., *Neolissoceras grasi* D'ORB., *Lamellaptychus cf. angulocostatus* PETERS, *Duvalia dilatata* BLAINV., *Terebratula strombecki* SCHLOENB.

Cette association indique l'Hauterivien moyen-supérieur.

BARRÉMIEN ET BARRÉMO-APTIEN. — Une petite colline, à l'E du canal (H), donne quelques fossiles :

Silesites interpositus COQ., *Uhligella monicae* (COQ.) PERV. (non HEINTZ), *Barremites gr. strettostoma* UHLIG, *B. sp.*, *Lyloceras sp.*, *Lamellaptychus angulocostatus* PETERS, *Terebratula strombecki* SCHLOENB.

C'est le Barrémien, et sans doute sa partie inférieure, car on n'y trouve pas de *Costidiscus* comme dans le gisement suivant.

A 1 km au N de l'ermitage de la Virgen de la Cabeza, à l'E de la route de Huescar à Santiago de la Espada, à l'aplomb du km 7,8, se trouve encore un affleurement de marno-calcaires. Des récoltes ont été faites sur une assez grande surface, et, malgré le faible plongement des couches, elles proviennent certainement de plusieurs niveaux. On y trouve :

Costidiscus striatissulcatus D'ORB., *C. striatissulcatus* D'ORB., var. *afra* SAYN, *C. aff. fischeuri* SAYN, *C. aff. nodostriatus* UHLIG, *Uhligella seguenzae* COQ., *U. monicae* (COQ.) PERV. (non HEINTZ), *Silesites interpositus* COQ., *S. sp.*, *Barremites strettostoma* UHLIG, *B. cf. strettostoma* UHLIG, *Spitidiscus querolensis* BUSNARDO, *Douvilleiceras martini* D'ORB. var. *occidentalis* JAC. juv. ? *Lyloceras liebigei* OPPEL, *L. sp.*, *Ptychoceras sp.*, *Phylloceras paquieri* SAYN, *P. tethys* D'ORB., *P. baborense* COQ., *P. sp.*, *Terebratula moutoniana* D'ORB., *T. strombecki* SCHLOENB.

Pour leur plus grande partie, ces faunes datent le Barrémien supérieur et le Bédoulien. Il y a toutefois des espèces du Barrémien basal (*Spitidiscus querolensis*), et du Gargasien (*Douvilleiceras martini* var.).

Dans la même butte marneuse, il existe, dans des conditions encore mal précisées, des *Turrilites* calcaires que G. Dubourdieu a déterminées comme étant *Turrilites cf. costatus* LMK, et qu'il rapporte au Cénomanién franc. Le Cénomanién, rarement signalé en Espagne méridionale, existe donc, bien que pour le moment mal caractérisé dans cette région. Son contact avec le Barrémien est certainement le fait de la tectonique.

CONCLUSION. — Il a donc été possible ici de dater avec assez de précision la plupart des étages depuis le Tithonique supérieur jusqu'au Bédoulien. Le passage de la sédimentation calcaire du Jurassique à la sédimentation marneuse du Crétacé s'effectue pendant le Berriasien ou immédiatement après. Le Crétacé inférieur est caractérisé par une sédimentation marneuse et une population d'Ammonites qui rappellent celles de la fosse vocontienne. Ces dépôts monotones, uniformément marneux et marno-calcaires ne présentent aucune lacune, au moins jusqu'au Bédoulien.

Contribution à l'étude du Gothlandien du Sahara. Bassins d'Adrar Reggane et de Fort-Polignac

par Marie-Louise REMACK-PETITOT*.

Sommaire. — L'étude d'une riche faune de Graptolithes recueillie dans de nombreux sondages et coupes de ces deux bassins contribue à l'étude du Gothlandien de ces régions : absence de Llandoveryien inférieur daté ; caractère épicontinental de la mer qui, dès de Llandoveryien moyen, envahit l'ensemble du Sahara.

L'étude récente d'une riche faune de Graptolithes recueillie au cours de nombreux sondages et coupes effectués dans les deux bassins d'Adrar et de Fort-Polignac (fig. 1) permet d'apporter des précisions sur le Gothlandien de cette partie du Sahara. Notons que le Gothlandien entendu dans ce travail comprend l'ensemble de la série argileuse rapportée géné-

ralement à cet étage ; en effet, les grès qui l'encadrent, tant ceux de la base attribués à l'Ordovicien supérieur que ceux du sommet attribués au Dévonien inférieur, n'ont été jusqu'ici datés de façon précise ; il n'est donc pas impossible que le Gothlandien vrai empiète quelque peu sur les uns et les autres.

I. Bassin d'Adrar Reggane.

Deux coupes de terrain ont été faites dans la partie orientale du bassin, l'une au Nord, à Foum Hassi Taïbine¹, l'autre au Sud, à 20 km au NW d'Ouallène², ainsi que de nombreux sondages effectués dans le Sud du bassin (fig. 1).

COUPE DE FOUM HASSI TAÏBINE (fig. 2). — Le Gothlandien s'y montre relativement épais (650 m) et a fourni une riche faune de Graptolithes recueillis dès la base de la série, sur une épaisseur de 450 m. L'étude de cette faune permet d'identifier tous les termes du Gothlandien.

a) *Le Llandoveryien moyen-supérieur* (z. 19-21) est représenté par 100 m d'argiles grises que caractérisent les espèces suivantes :

— à partir de la base de la série dans les vingt premiers mètres (SR 180-SR 183) : *Climacograptus rectangularis*, *C. gr.* de *C. scalaris*, *Monograptus intermedius* ;

— dans les 60 m suivants (SR 184-SR 193) : *Monograptus reyi*, *M. ansulosus*, *Petalograptus altissimus*, *P. palmeus*, *P. palmeus* var. *ovato-elongatus*, *Retiolites* voisin de *R. perlatus*, *Climacograptus extremus*, *C. bohemicus* ;

— enfin dans les 20 m qui terminent le Llandoveryien (SR 194-SR 197) : *Monograptus undulatus* et *M. distans*.

Il n'est pas impossible que l'extrême base (SR 180) appartienne au sommet (z. 18) du Llandoveryien inf. puisque les deux espèces qui y ont été recueillies : *Climacograptus rectangularis* et *C. gr.* de *C. scalaris* débutent à la zone 16 ; mais dès SR 181 apparaît *Monograptus intermedius*, espèce indiquant le Llandoveryien moyen puisqu'elle n'est connue qu'à partir de la zone 19, comme toutes celles récoltées plus haut. Il est possible de séparer le Llandoveryien moyen (z. 19-20) du supérieur (z. 21), grâce à la présence en SR 186 (35 m au-dessus des premiers Graptolithes recueillis), de l'espèce *Climacograptus bohemicus*, connue jusqu'ici seulement dans la zone 21.

b) *Le Tarannonien* (z. 22-25) est formé de 200 m d'argiles silteuses. Les Graptolithes permettent d'y distinguer 3 parties :

* Note présentée à la séance du 1^{er} février 1960, avec l'autorisation de la Direction de la Compagnie d'exploration pétrolière, qui en est remerciée.

1. Coupe relevée par H. Bernard et M. Ziegler.

2. Coupe relevée par P. Dourthe.

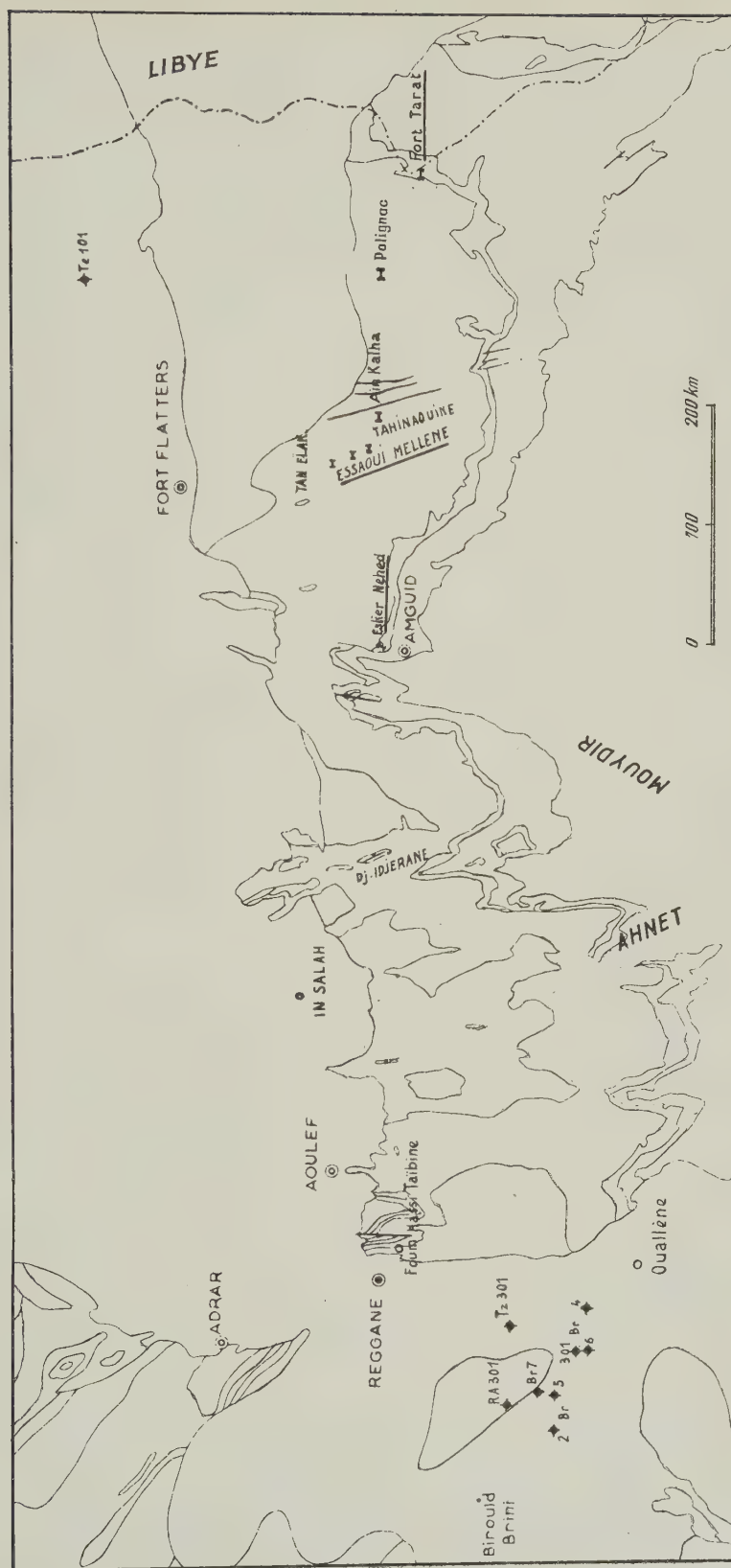


Fig. 1. — Position des coupes et sondages.

— une partie inférieure, la plus importante (SR 197-SR 214), comprenant les zones 22, 23 et 24, et caractérisée, sur toute son épaisseur (110 m), par les 2 espèces : *Monograptus marri* et *M. clintonensis*, auxquelles s'ajoutent, sur les 20 premiers mètres (SR 197-SR 199), *Retiolites geinitzianus* et *Monograptus priodon*, relayées sur les 60 m suivants (SR 199-SR 208) par *Monograptus galaensis* et *M. cf. nodifer* ;

— une partie moyenne (SR 214-SR 220), que l'on peut attribuer au sommet du Tarannonien (z. 25) puisqu'on y trouve sur toute son épaisseur (45 m) une espèce connue jusqu'ici seulement dans cette zone : *Monograptus sartorius* ;

— enfin une partie supérieure de 45 m d'épaisseur (SR 220-SR 224), que l'on peut considérer comme le passage du Tarannonien au Wenlockien ; en effet les espèces du Tarannonien, *Retiolites geinitzianus* var. *angustidens*, *Monograptus marri*, *M. vesiculosus*, y voisinent avec une de la base du Wenlockien : *Monograptus* gr. de *M. vomerinus*.

c) *Le Wenlockien* (z. 26-31) de 25 m d'épaisseur, compris entre SR 224 et SR 227, est caractérisé par : *Monograptus* voisin de *M. vomerinus* var. *gracilis*, *M.* voisin de *M. pseudodubius* et *M. suessi*.

d) *Le Ludlowien inférieur* (z. 32-35) atteint 125 m d'épaisseur minimale. Il est révélé par la présence, à la base (SR 227) et au sommet (SR 243), de l'espèce *Monograptus fritschii*, accompagné en SR 232, c'est-à-dire à 45 m de la base du Ludlowien, de *Monograptus cf. comis*.

Les niveaux supérieurs à SR 243 n'ont pas fourni de Graptolithes ; la série se continue par des grès (environ 200 m d'épaisseur avant la base présumée du Dévonien inf.) qui peuvent donc appartenir au Ludlowien moyen et supérieur.

En résumé, dans le Gothlandien de Foug Hassi Taïbine d'environ 650 m d'épaisseur, le Ludlowien, dont la base est datée par des Graptolithes, est à lui seul aussi développé (325 m) que les trois termes sous-jacents : Wenlockien (25 m), Tarannonien (200 m) Llandoveryen supérieur et moyen (100 m).

COUPE D'OUALLENE (fig. 2). — Cette coupe se situe à 170 km au Sud de la précédente. Ici, une série d'argiles feuilletées fait suite directement aux grès attribués à l'Ordovicien ; elle a fourni des Graptolithes sur toute son épaisseur (200 m) tandis que les 200 mètres qui la séparent des grès de base du Dévonien se sont révélés azoïques. L'étude de la faune a permis d'identifier seulement les deux termes inférieurs du Gothlandien.

a) *Le Llandoveryen moyen-supérieur* (z. 19-21) s'étale sur 150 m (jusqu'en SR 825), ayant fourni dès l'extrême base de la série argileuse (SR 853 et 653) des espèces qui débute à la zone 19. Ce sont, dans leur ordre d'apparition, au fur et à mesure qu'on s'élève dans la série :

— tout d'abord *Climacograptus phrygionius*, *C. cf. scalaris* apparus immédiatement au-dessus des grès attribués à l'Ordovicien ; ils se trouvent, le premier jusqu'en SR 837 sur 120 m, le second jusqu'en SR 845 sur 100 m environ ;

— à 60 m de la base (SR 852), les deux espèces précédentes voisinent avec *Monograptus intermedius*, espèce qui, 40 m plus haut environ (SR 847), est relayée sur une vingtaine de mètres par *Petalograptus palmeus* et var. *ovato-elongatus* ainsi que *Climacograptus cf. hughesi* enfin par *Orthograptus insectiformis* ou *C. innotatus*.

b) *Le Tarannonien* (z. 22-25) ne peut être précisé pour les 25 mètres suivants (SR 825-SR 815) qui ont fourni des Graptolithes connus aussi bien dans le Llandoveryen supérieur qu'à la base du Tarannonien : *Monograptus cf. gemmatus* et *M. undulatus*. Mais les espèces recueillies immédiatement au-dessus, entre SR 815 et SR 812, soit sur 25 m d'épaisseur, caractérisent le Tarannonien : *Monograptus marri*, *M. cf. priodon*.

Ajoutons que le niveau SR 811 a fourni deux exemplaires de *Monograptus* du groupe des euthythèques et qui rappellent le groupe de *M. colonus* du Ludlowien inf. ; mais leur conservation est tellement défectueuse qu'on ne peut en tenir compte s'ils demeurent isolés.

En résumé, le Gothlandien d'Ouallène dont l'épaisseur atteint 400 m, est formé de la série argileuse qui comprend 150 m de Llandoveryen moyen-sup., suivi de 50 m de Tarannonien daté ; les 200 m qui séparent ce dernier des grès de base du Dévonien n'ont fourni à la base qu'un Graptolithe très mal conservé.

SONDAGES. — Les sondages effectués à l'W d'Ouallène ont permis de mesurer l'épaisseur du Gothlandien dans la partie méridionale du bassin. En outre, la faune de Graptolithes contenue dans les carottes a révélé les différents termes représentés dans ce Gothlandien. Nous envisagerons chacun d'eux à partir d'Ouallène, en allant de plus en plus à l'Ouest :

— Le sondage *Brini 4* a traversé 190 m de Gothlandien entre 270 m et 460 m où il fut arrêté avant d'avoir atteint l'Ordovicien (fig. 2).

— entre 350 et 355,50 m puis entre 386,50 et 392 m, les carottes prélevées ont fourni des Graptolithes caractérisant le Tarannonien (z. 22-25) : *Monograptus marri* (trouvé dans l'une et l'autre de ces deux carottes), puis *Monograptus clintonensis* et *M. cf. priodon*, recueillis seulement entre 386,50 et 392 m ;

— entre 433,50 et 441,80 m puis entre 455,50 et 459 m, les carottes suivantes contenaient des Graptolithes du Llandoveryen moyen-sup. (z. 19-21) ; ce sont sur toute l'épaisseur indiquée (26 m) : *Climacograptus phrygionius*, accompagné, dans la partie supérieure, de *Monograptus cf. limatulus* (à 433,50 m), *Climacograptus cf. tornquisti* (entre 433,50 et 439 m) et *Orthograptus bellulus* (à 437,80 m), dans la partie moyenne, de *Petalograptus*

DIVISIONS DU GOTHLANDIEN

Ludlowien { supérieur (z. 36)
moyen (z. 32 à 35)
inférieur (z. 26 à 31)

Wenlockien : z. 26 à 31

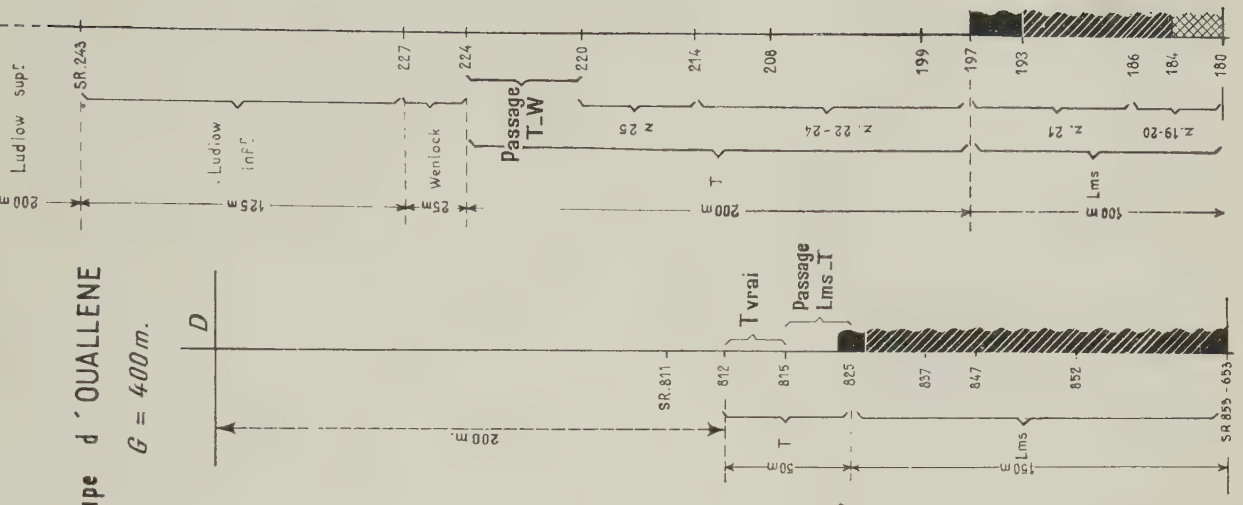
Taranonnien { supérieur (z. 24-25)
inférieur (z. 22-23)

Llandoveryien { supérieur (z. 21)
moyen (z. 19 - 20)
inférieur (z. 16 - 18)



Coupe d'OUALLENE

$\theta = 400 \text{ m.}$



BRINI 4

$\theta > 190 \text{ m.}$

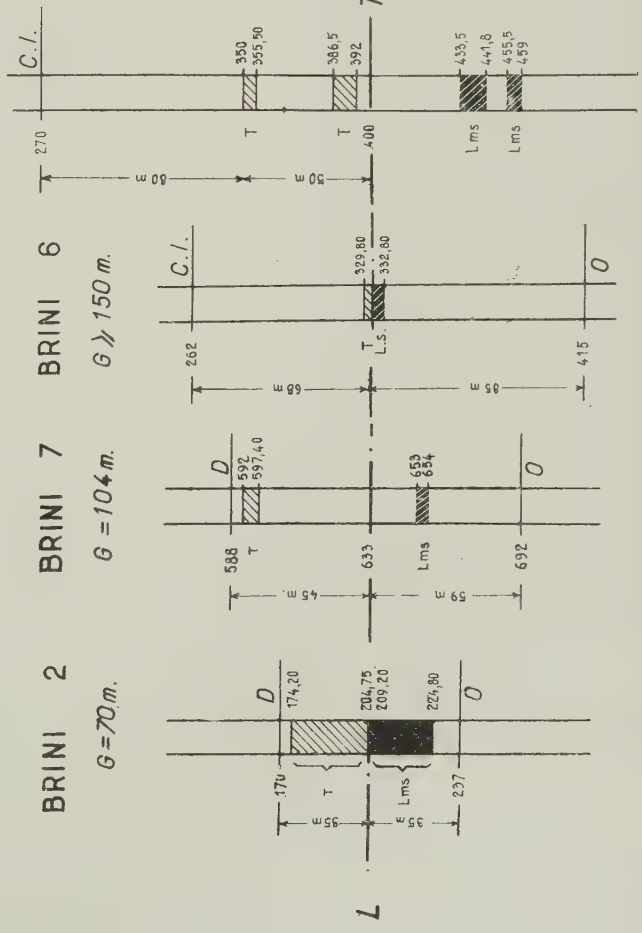


FIG. 2. — Coupes et sondages du bassin d'Adrar Reggane.

1 : faune du Taranonnien = T (z. 22-25). — 2 à 5 : faunes récoltées respectivement au sommet (2), dans la partie moyenne (3), à la base (4) et à l'extrême base (5) du Llandoveryien moyen-supérieur = Lms (z. 19-21).
L'-T' : limite Llandoveryien-Taranonnien donnée approximativement par corrélations électriques à partir de la limite paléontologique fixée à Brini 2 et 6. — O : Ordovicien supposé ; G : Gothlandien ; D : Dévonien supposé ; C. I. : Continental intercalaire.

palmeus var. *ovato-elongatus* (de 439,10 à 458 m) et *Glyptograptus tamariscus* var. *incertus* (à 455,50 m) ; la présence de cette dernière espèce qui, en principe, ne débute qu'à la zone 20 permet de limiter au-dessous de cette cote (455,50 m) le développement de la zone 19.

— Le sondage *Brini 6*, à 35 km à l'W de *Brini 4*, a révélé 150 m de Gothlandien entre les profondeurs de 262 et 415 m. Une carotte, prélevée entre 329,80 et 332,80 m, a fourni des Graptolithes indiquant la limite Llandoveryen sup.-Tarannonien (fig. 2) ; on note en effet la présence, au sommet de la carotte, d'une espèce du Tarannonien *Monograptus discus*, puis, à la base, de plusieurs espèces connues dans le Llandoveryen moyen-sup. entre les zones 19-22 : *Petalograptus palmeus* ainsi que les variétés *tenuis* et *ovato-elongatus*, *Climacograptus* cf. *phrygionius* et *C.* cf. *tangshanensis*.

— Le sondage *Brini 301*, situé environ à 10 km au N du précédent, a traversé 110 m de Gothlandien. A l'extrême base de la série (entre 480 et 502 m), des cuttings ont fourni des *Diplograptidae* indéterminables indiquant cependant un âge llandoveryen sans autre précision.

— Le sondage *Brini 7* (à environ 45 km au NW de Br 301) a rencontré une série gothlandienne d'une centaine de mètres d'épaisseur, comprise entre les profondeurs de 588 et 692 m (fig. 2). Une carotte prélevée presque au sommet du Gothlandien, entre 592 m et 597,40 m, a fourni des Graptolithes du Tarannonien (z. 22-25) : *Monograptus clintonensis*, *M. marri*, *M. priodon*, tandis qu'une autre, prélevée entre 653 et 654 m, contenait des espèces vivant dans le Llandoveryen moyen-sup. (z. 19-21) : *Petalograptus palmeus* var. *ovato-elongatus*, *Orthograptus insectiformis* et *Climacograptus* cf. *phrygionus*.

Cependant la présence d'*Orthograptus insectiformis*, connu, en principe, seulement dans les zones 19 et 20, semble préciser, à cette cote, un âge llandoveryen moyen.

— Le sondage *Brini 5*, à 10 km au S de Br 7 a révélé un Gothlandien de 82 m d'épaisseur, compris entre les profondeurs de 358 et 440 m. On n'y a pas prélevé de carotte.

— Le sondage *Brini 2*, le plus occidental, situé à 30 km à l'W du précédent, a indiqué une épaisseur de 70 m pour le Gothlandien (entre 170 et 237 m). Plusieurs carottes y ont été prélevées entre les cotes 174,20 et 224,80 m (fig. 2). Elles contenaient une riche faune de Graptolithes :

— entre 174,20 et 204,75 m, les espèces caractérisent le Tarannonien, ce sont de très nombreux *Monograptus*

marri et *M. clintonensis*, de très rares *Retiolites geinitzianus* var. *venosus* ;

— entre 204,75 et 209,20 m, les Graptolithes déterminés indiquent le Llandoveryen supérieur (z. 21) : *Retiolites perlatus* (205,25 m), *Monograptus intermedius* (206,20 m), *M. undulatus* (206,20 m), *M. cf. nicholsoni* (207,15 m), *M. halli* (209,20 m) ; cette dernière espèce, en effet, semble ne débiter qu'à la z. 21 ; elle précise donc ici le Llandoveryen supérieur ;

— entre 209,20 et 224,80 m, la faune caractérise le Llandoveryen moyen (z. 19-21) avec *Orthograptus insectiformis* (209,70 m), *Climacograptus* cf. *innolatus* (212,30 m), *C. scalaris* var. *normalis* (214,15 et 218,20 m), *C. sp.* (212,30 et 224,80 m).

Deux autres sondages ont été effectués à 50 km environ au N des précédents :

— *Tanezrouft 301*, au N de *Brini 4*, a traversé 218 m de Gothlandien (1418-1636 m). Une carotte prélevée à 1449 m a permis de reconnaître le Tarannonien (z. 22-25) grâce à la présence de *Monograptus* cf. *clintonensis* et *M. cf. marri*.

Une seconde, prélevée à 1566 m, renfermait des Graptolithes connus dans le Llandoveryen moyen-supérieur (z. 19-21) : *Monograptus proteus*, *M. concinnus*, *Petalograptus altissimus*, *P. palmeus*, *Climacograptus phrygionius* et *C. tangshanensis*.

— le sondage *Rezzeg Allah 301*, au N de *Brini 7*, montre un Gothlandien évalué à 130 m d'épaisseur entre 908 et 1037 m de profondeur. Les Graptolithes, fournis par une carotte prise entre 1008 et 1009,20 m, indiquent la zone 20 ou 21 (Llandoveryen moyen ou sup.) : *Climacograptus* cf. *hughesi*, *C. bohemicus* ou *tornquisti*, *Glyptograptus tamariscus* var. *incertus* ; cette dernière espèce semble limitée en effet aux zones 20 et 21.

CONCLUSIONS. — L'étude des Graptolithes du bassin d'Adrar met en évidence un certain nombre de faits :

1) Le Gothlandien ne s'y est révélé presque complet qu'à Fom Hassi Taïbine où les quatre termes sont représentés : Llandoveryen, Tarannonien, Wenlockien, Ludlowien. Partout ailleurs, seuls le Llandoveryen et le Tarannonien ont pu être identifiés : même dans les sondages de *Brini 2* et *Brini 7*, où des carottes ont été prélevées au toit du Gothlandien, ces dernières ont fourni des Graptolithes du Tarannonien ; donc, au moins dans la partie méridionale du bassin, le Wenlockien et Ludlowien semblent être absents peut-être à la suite d'une érosion.

2) En aucun des points examinés, la présence de Llandoveryen inférieur n'a pu être établie de façon indiscutable, comme on l'a vu pour

les deux coupes de Foug Hassi Taïbine et d'Ouallène; même lorsque le carottage a été effectué le plus près possible de la base du Gothlandien (comme à Brini 2 où la carotte la plus profonde est à 12 m de l'Ordovicien), les Graptolithes recueillis sont des espèces du Llando-verien moyen-supérieur (z. 19-21).

3) La coupe de Foug Hassi Taïbine indique, dans le NE du bassin, un Gothlandien relativement épais (650 m) et une subsidence possible durant le Ludlowien puisque les dépôts accumulés au cours de cette seule période ont une épaisseur de 325 m, égale à celles des trois termes sous-jacents : Wenlockien (25 m), Tarannonien (200 m), Llando-verien (100 m).

4) La coupe d'Ouallène révèle au Sud une réduction importante du Gothlandien qui n'atteint plus que 400 m d'épaisseur. Cette réduction affecte vraisemblablement une partie du Ludlowien et peut-être aussi du Tarannonien : ce dernier n'a en effet que 60 m d'épaisseur maximale, au lieu de 200 à Foug Hassi Taïbine; seule la découverte de Graptolithes dans les 200 m de la partie supérieure permettrait de le préciser.

5) Les sondages effectués dans la partie sud du bassin, et répartis à l'W d'Ouallène, ont permis de noter un épaississement du Gothlandien au fur et à mesure que l'on va de l'Ouest à l'Est : ainsi, tout à fait inexistant à Bir Ould Brini, en bordure des Eglab, le Gothlandien atteint des épaisseurs successives de 70 m à Brini 2, 80 m à Brini 5, 100 m à Brini 7, 110 m

à Brini 301, plus de 150 m à Brini 6 puisque le sommet est érodé par le Continental intercalaire; enfin plus de 190 m à Brini 4 (sondage où l'on n'a pas atteint la base du Gothlandien et où le sommet est érodé par le Continental intercalaire). On observe le même phénomène sur deux sondages situés au Nord des précédents : le Gothlandien passe en effet de 130 m à R.A. 301, à 218 m à Tz 301 situé à 65 km à l'Est. Cette dernière observation montre en outre des épaisseurs croissantes du Sud vers le Nord (centre du bassin).

Cet épaississement du Gothlandien, d'Ouest en Est d'une part, et du Sud vers le Nord d'autre part, affecte l'un et l'autre des deux termes : Llando-verien et Tarannonien. C'est ce que l'on constate en effet, là où les Graptolithes permettent de préciser leurs limites : à Brini 2 et Brini 6, où, de l'un à l'autre, le Llando-verien passe de 35 à 85 m et le Tarannonien de 35 à 68 m. Le même fait est observé dans les autres sondages grâce aux corrélations électriques³ : celles-ci montrent que la limite Llando-verien-Tarannonien (L'-T') fixée paléontologiquement à Br 2 et Br 6, se retrouve approximativement aux cotes suivantes :

390 m	630 m	450 m	400 m	965 m	1515 m
à Br 5	Br 7	Br 301	Br 4	RA 301	Tz 301

déterminant ainsi, lorsqu'on passe de l'Ouest à l'Est et du Sud vers le centre du bassin, des épaisseurs croissantes pour l'un et l'autre des deux termes : Llando-verien et Tarannonien.

II. Bassin de Fort-Polignac.

Plusieurs coupes ont été faites dans la partie méridionale de ce bassin, c'est-à-dire sur la bordure nord du massif cristallin du Hoggar. Celles qui ont fourni des Graptolithes sont, de l'Est à l'Ouest : les coupes de Fort-Tarat, de l'Aïn Kahla, de l'Essaoui Mellène, de la région d'Amguid (Esker Nehed)⁴. Il faut y joindre des récoltes isolées faites récemment⁵, encore plus à l'Ouest, au Dj. Idjerane (au SE d'In Salah). En outre, une carotte a été prélevée dans le Gothlandien du sondage de Tesselit 101, situé à 280 km environ au N de Fort-Tarat.

COUPE DE FORT-TARAT (fig. 3). — Cette coupe a révélé un Gothlandien de 440 m d'épaisseur. De nombreux Graptolithes ont été récoltés, à partir de 20 m au-dessus des grès attribués à l'Ordovicien, sur une épaisseur de 165 m; puis le dernier niveau à Graptolithes est apparu

au sommet d'une série azoïque de 180 m. L'étude de cette faune révèle la présence du seul Llando-verien, qui atteint donc ici une épaisseur minimale de 185 m (jusqu'en S 3520), et peut-être de 365 m (jusqu'en S 3519). Les espèces déterminées sont les suivantes :

— à la base, sur 15 m (S 3529 et S 3527) : *Monograptus incommodus*, *Climacograptus hughesi*, *C. scalaris* var. *normalis*;

— dans les 15 m suivants (S 3527 et 3526) : *Climacograptus scalaris*, *C. tangshanensis*, *C. rectangularis*, *Monograptus tubiferus*;

— 60 m environ au-delà, sur une épaisseur de 65 m (S 3525-S 3521) : *Climacograptus phygionius*, et *C. voisin* de *C. bohemicus*;

3. Interprétation de F. Bernard et A. Rast.

4. La première de ces coupes a été faite par P. Dubois et B. Keraudren, les trois autres par B. Keraudren, A. Vartanian et G. Quaglia.

5. Par A. Bonnet.

— dans les 15 m suivants (jusqu'en S 3520), on retrouve *Climacograptus phrygionius* accompagné de *Monograptus intermedius*, *M. distans* et *M. undulatus* ;

— enfin 180 m au-dessus de S 3520, en S 3519, apparaissent plusieurs exemplaires d'une seule espèce *Orthograptus insectiformis* ;

— les 75 derniers mètres de la série n'ont pas fourni de Graptolithes.

La plupart de ces espèces sont connues des zones 19 à 21 ; elles indiquent donc un âge vraisemblablement llandoveryen moyen-supérieur. Cependant, bien que peu probable, la présence de Llandoveryen inférieur n'est pas exclue — ce niveau ne serait en tous cas représenté que par son extrême sommet (z. 18) — en effet, la première espèce rencontrée (S 3529), *M. incommodus*, débute avec la zone 18. La présence en S 3521, environ 170 m au-dessus des grès ordoviciens, des deux espèces, *M. undulatus* et *M. cf. distans*, connues seulement à partir de la zone 20, autorise à penser que ce niveau est l'extrême limite supérieure de la zone 19 (cette limite pouvant évidemment se placer plus bas). Le dernier Graptolithe récolté dans la série, en S 3519, *Orthograptus insectiformis*, n'est connu, généralement, qu'au Llandoveryen moyen, ce qui impliquerait donc, à cette cote, un âge encore llandoveryen moyen ; peut-être cependant est-on déjà dans la zone 21 c'est-à-dire Llandoveryen sup. ? il faudrait alors admettre que cette espèce a une répartition stratigraphique légèrement plus étendue que celle qu'on lui connaissait jusqu'ici. En tout cas, la présence ici de ce *Diplograptidae* devrait exclure un âge tarannonien, et montrer que l'on est encore dans la partie inférieure du Gothlandien : le Llandoveryen (voir p. 239).

COUPE DE L'AÏN KAHLA (JEBEL TAHINAOUINE) (fig. 3). — Le Gothlandien mesure ici 400 m d'épaisseur. Les Graptolithes récoltés, dès 40 m au-dessus des grès ordoviciens, sur une épaisseur de 180 m, décèlent également, le Llandoveryen moyen-supérieur.

En effet, les premières espèces qui apparaissent (ST 4014), *Monograptus decipiens* et *M. regularis*, débutent à la zone 19, indiquant donc, dès la base, un âge llandoveryen moyen ;

— en montant dans la série, 30 m plus haut, sur 10 m d'épaisseur (ST 4013-ST 4012) on trouve : *Monograptus cf. nicholsoni* ? fragments de *Petalograptus*, *Petalograptus cf. altissimus*, *P. palmeus* var. *ovato-elongatus* (les deux dernières espèces sont très nombreuses à ce niveau) ;

— répartis sur les 100 m suivants (ST 4012-4008) les espèces déterminées sont *Petalograptus palmeus* var. *ovato-elongatus*, *Climacograptus phrygionius*, *Glyptograptus cf. tamariscus* var. *incertus*, *Orthograptus* voisin d'*O. insectiformis*, *Monograptus limatulus*, *M. communis*, *M. delicatulus*, *M. cf. intermedius* et *Climacograptus cf. innotatus* (cette dernière récoltée seulement en ST 4008). Il faut noter une certaine similitude entre cette faune et celle recueillie à Brini 4 entre les cotes 433 et 459 m ;

— enfin les 20 derniers mètres renfermant des Graptolites.

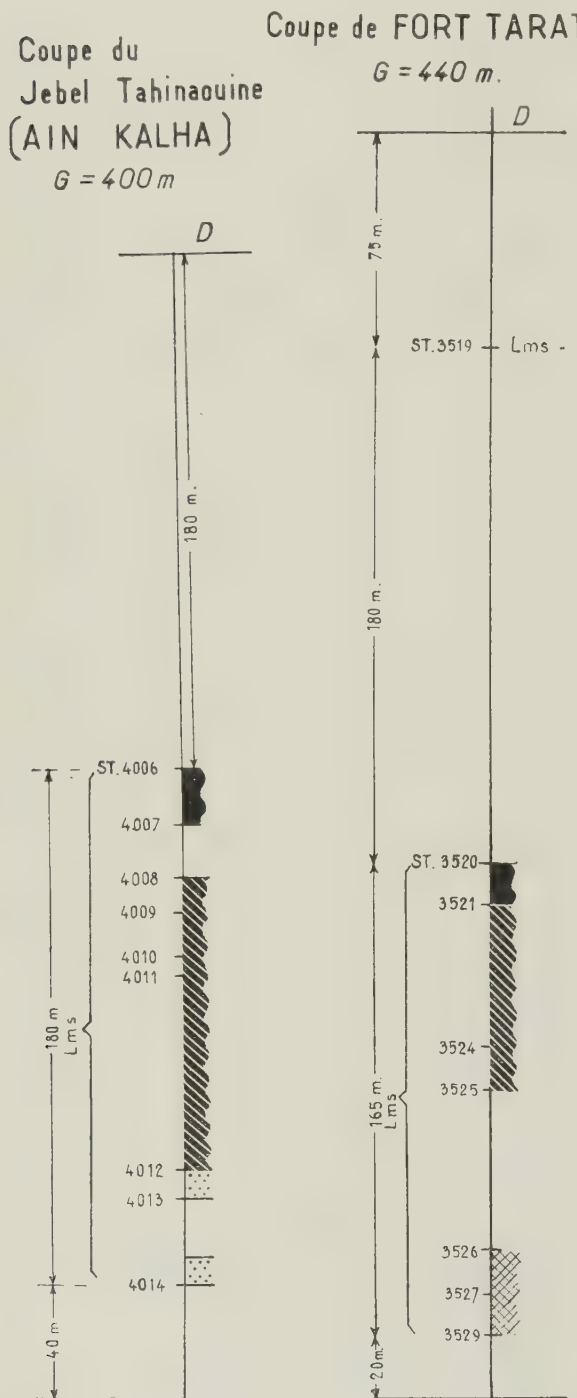


FIG. 3. — Coupes du bassin de Fort-Polignac. Même légende que figure 2.

lithes (ST 4007-ST 4006) ont fourni *Monograptus crenularis*, *M. intermedius*, *M. gemmatus*, *M. distans*, *M. undulatus*.

Les 180 m qui séparent ce dernier niveau (ST 4006), de la base du Dévonien sont restés azoïques à l'Aïn Kahla, mais légèrement à l'W de cette localité, à l'Essaoui Mellène, dans une formation que les géologues de terrain identifient avec cette série supérieure du Gothlandien, un Graptolithe récolté en ST 4496 a permis d'envisager la présence de Ludlowien inférieur, il s'agit en effet d'une espèce connue dans les zones 33 et 34 : *Monograptus compressus*⁶. Bien que cette espèce ait été trouvée en plusieurs exemplaires, il semble cependant prudent d'attendre d'autres récoltes pour affirmer la présence de Ludlowien.

COUPE DU TAN ELAK. — Située au NW de la précédente, cette coupe montre un Gothlandien de 450 m d'épaisseur comprenant, à la base, une série argileuse de 275 m, surmontée d'une série gréseuse de 175 m d'épaisseur. L'extrême base seulement a fourni un unique exemplaire d'un *Monograptus* du groupe des euthythèques, mais trop mal conservé pour être déterminé spécifiquement.

COUPE DANS LA RÉGION D'AMGUID (ESKER NEHED). — Cette coupe, la plus occidentale faite dans le S du bassin de Fort-Polignac, est celle où le Gothlandien se révèle le plus épais (600 m). Cet étage est formé ici d'une série argileuse de 350 m, surmontée d'une série gréseuse de 250 m. Les seuls Graptolithes recueillis l'ont été tout à fait à la base, dans le premier mètre qui repose sur les 12 à 15 m de grès mouchetés couronnant l'Ordovicien. Les espèces déterminées sont nombreuses et connues des zones 19 à 21, indiquant par conséquent, dès ce premier mètre, le Llandoveryen moyen ; ce sont : *Monograptus cf. decipiens*, *M. concinnus* (ce dernier est une espèce très voisine de *M. regularis*), *M. nicholsoni*, fragment de *Retiolitidae*, *Petalograptus palmeus* var. *ovato-elongatus*, *Climacograptus cf. hughesi*.

Il faut remarquer la grande similitude de cette faune avec celle récoltée dans les niveaux à Graptolithes les plus inférieurs de la coupe de l'Aïn Kahla (ST 4014-ST 4012).

DJEBEL IDJERANE. — Quelques échantillons isolés ont été recueillis au Djebel Idjerane, situé au SE d'In Salah, sur la bordure nord-ouest du massif du Hoggar. Ils proviennent d'un banc calcaire intercalé entre deux séries marneuses

d'environ 50 m d'épaisseur chacune ; la série inférieure repose presque immédiatement sur les grès attribués à l'Ordovicien.

Les Graptolithes y sont conservés dans un état de très grande usure, ce qui rend la détermination difficile. On y reconnaît cependant nettement des *Monograptidae* dont certains présentent les caractères de *Monograptus priodon* indiquant donc le Tarannonien. En outre, ces calcaires renferment *Cardiola interrupta*, Lamellibranche caractéristique du Gothlandien, mais qui semble n'apparaître qu'à partir de la zone 22 (base du Tarannonien), en tous cas au Maroc et dans l'Ougarta. Ceci confirmerait donc l'attribution au Tarannonien de ce banc de calcaire à Orthocères, qui pourrait peut-être en être la base.

SONDAGE TESSELT 101. — Situé à plus de 250 km au N de Fort-Tarat, ce sondage a révélé un Gothlandien de 375 m d'épaisseur entre 2 460 m et 2 835 m de profondeur. Une carotte prélevée à 2 763 m a fourni une faune de Graptolithes comprenant les espèces suivantes : *Petalograptus palmeus*, *P. altissimus*, *Orthograptus insectiformis*, *Monograptus aff. intermedius* ou *aff. distans* ?

La plupart d'entre elles vivent entre les zones 19 et 21, mais la présence d'*Orthograptus insectiformis* semble préciser un âge llandoveryen moyen (zones 19-20), pour ce niveau situé à 72 m de l'extrême base du Gothlandien.

CONCLUSIONS. — L'étude des Graptolithes récoltés dans la partie sud du bassin de Fort-Polignac conduit aux observations suivantes :

1) Le Gothlandien montre un épaississement à l'Ouest puisque son épaisseur, qui est de 440 m à Fort-Tarat et 400 m à l'Aïn Kahla, passe à 600 m dans la région d'Amguid.

2) Seul le Gothlandien inférieur, Llandoveryen, a pu y être identifié avec certitude : à Fort Tarat où l'épaisseur minimale de ce terme est évaluée à 185 m (ou peut être 365 m ?), à l'Aïn Kahla où elle atteint 220 m, enfin dans la région d'Amguid où, en l'absence de Graptolithes dans les derniers niveaux, on n'a pu établir sa limite supérieure.

3) Ainsi que l'observation en a été faite pour le bassin d'Adrar, aucune des coupes n'a révélé la présence d'un Llandoveryen inférieur indiscutable : dans la région d'Amguid comme à l'Aïn Kahla, les premiers Graptolithes apparus sont des espèces débutant avec la zone 19 ;

6. Détermination confirmée par G. Waterlot.

à Fort-Tarat, ils pourraient appartenir tout au plus à la zone 18, c'est-à-dire à l'extrême sommet du Llandoveryen inférieur.

4) Il n'est pas impossible cependant d'envisager la présence des autres termes du Goth-

landien au-dessus du Llandoveryen daté. En effet, les quelques récoltes faites à l'W du bassin (Dj. Idjerane) semblent révéler le Tarannonien, tandis que le Ludlowien inférieur pourrait exister à l'Essaoui Mellène.

III. Remarques d'ordre paléontologique.

L'abondance de la faune graptolithique recueillie dans les bassins d'Adrar et de Fort-Polignac permet de faire quelques observations qui ont trait à la paléontologie pure.

1) En particulier, il est intéressant de comparer cette faune dans les différentes coupes et dans les sondages, surtout au niveau où elle est la plus abondante et variée, c'est-à-dire au Llandoveryen moyen et supérieur. On s'aperçoit alors que certaines espèces se retrouvent à peu près constamment dans les mêmes positions relatives par rapport à l'ensemble du Llandoveryen moyen-supérieur (z. 19-21) étudié ici. Ainsi généralement :

— à l'extrême base de cet ensemble, les espèces suivantes ont été récoltées quand elles existent : *Climacograptus* gr. de *scalaris*, *C. rectangularis* (à Fort-Tarat entre S 3529 et S 3526, à Foug Hassi Taïbine entre SR 180 et SR 184, enfin à Brini 2 entre 224,80 et 214 m de profondeur) ;

— à la base de la partie moyenne de cet ensemble on a recueilli *Monograptus decipiens*, *M. concinnus* ou *M. regularis*, *Petalograptus palmeus* var. *ovato-elongatus* (c'est le cas à l'Ain Kahla entre ST 4014 et ST 4012, puis à Esker Nehed) ;

— viennent ensuite, plus haut dans la série : *Petalograptus palmeus* et sa var. *ovato-elongatus*, *Climacograptus phrygionius* (à Fort-Tarat entre S 3525 et S 3521, à l'Ain Kahla entre ST 4012 et ST 4009, à Foug Hassi Taïbine entre SR 184 et SR 193, à Ouallène entre SR 853 et SR 837, à Tz 301 à 1 566 m, à Brini 4 entre 433 et 459 m, à Brini 7 à 654 m). Ces espèces sont parfois accompagnées de *Glyptograptus* cf. *tamariscus* var. *incertus*, *Orthograptus bellulus* ou *O. insectiformis* (c'est le cas à l'Ain Kahla, à Brini 4 et à Brini 7) ;

— enfin, apparaissent alors, quand elles existent, les espèces *Monograptus distans* et *M. undulatus* que l'on trouve à Fort-Tarat entre S 3521 et S 3520, à l'Ain Kahla entre ST 4007 et ST 4006, à Foug Hassi Taïbine entre SR 193 et SR 197, à Ouallène en SR 825 (qui est peut être déjà le passage au Tarannonien) enfin à Brini 2 entre 204,75 et 209,20 m.

Pour résumer ces observations sur le Llandoveryen moyen et supérieur des bassins d'Adrar et de Fort-Polignac, il semble donc qu'une coupe stratigraphique schématique-type puisse s'établir ainsi :

— à la base, un niveau renfermant surtout *Climacograptus* gr. de *C. scalaris*, *C. rectangularis* ;

— immédiatement au-dessus, un niveau avec *Monograptus decipiens*, *M. regularis* ou *M. concinnus*, *Petalograptus palmeus* ;

— une partie moyenne renfermant surtout *Petalograptus palmeus*, *Climacograptus phrygionius* ;

— enfin, un niveau supérieur avec *Monograptus undulatus* ou *M. distans*.

Il est bien entendu que ce schéma n'est donné qu'à titre d'indication et qu'il faut bien se garder de lui conférer une valeur absolue qui pourrait entraîner à des conclusions erronées parce que trop hâtives. En particulier on ne doit pas perdre de vue que les espèces *Monograptus decipiens*, *M. regularis*, *M. concinnus*, *Petalograptus palmeus* et *Climacograptus phrygionius* peuvent toutes être rencontrées de l'extrême base (z. 19) au sommet (z. 21) de l'ensemble Llandoveryen moyen-supérieur⁷, bien qu'ayant été trouvées généralement à la partie moyenne de cet ensemble dans la majorité des coupes et sondages étudiés ici. Le sondage de Brini 6 corrobore cette « mise en garde » : on constate en effet que le sommet du Llandoveryen n'a pas fourni ici *Monograptus undulatus* mais, entre autres, *Petalograptus palmeus* et *Climacograptus phrygionius* ; en outre on a vu qu'à Fort-Tarat, *C. phrygionius* voisine également avec *M. undulatus* et *M. distans*.

Néanmoins ces données pourront peut-être constituer des repères pour les divers niveaux du Llandoveryen de ces régions sahariennes, car il est souvent difficile, pour ne pas dire impossible, de distinguer les différentes zones telles qu'elles ont été définies en Angleterre ; en effet, d'une part il est très rare d'y rencontrer l'espèce caractéristique de la zone, d'autre part, ainsi qu'il a été dit plus haut, la plupart des espèces récoltées vivent entre les zones 19 et 21.

7. Certaines des espèces citées sont d'ailleurs encore connues dans la zone 22.

2) Il faut noter, dans l'étude de ces Graptolithes sahariens, que nulle part je n'ai remarqué un certain mélange des zones définies par Miss Elles, ainsi que quelques auteurs l'ont signalé, en particulier à l'Ougarta. Une seule anomalie s'est présentée : la position, qui semble aberrante, d'*Orthograptus insectiformis*⁸ dans la coupe de Fort-Tarat. Ici, en effet, cette espèce a été rencontrée en plusieurs exemplaires, dans un niveau (S 3519) situé à 180 m au-dessus de celui qui a fourni les deux espèces (*Monograptus undulatus* et *M. distans*) trouvées, dans les autres coupes et sondages étudiés ici, toujours au sommet du Llandoveryen.

En résumé, l'étude du Gothlandien des deux bassins d'Adrar et de Fort-Polignac, semble confirmer ce que l'on connaît déjà des autres régions sahariennes :

— d'une part, l'absence de Llandoveryen inférieur daté qui laisse supposer l'émersion, à

la fin du Caradoc de probablement tout le Sahara ; en effet, depuis le Djado à l'Est jusqu'au synclinal de Tindouf à l'Ouest, en passant par l'Ahnnet et Mouydir, puis la Saoura et l'Ougarta, on n'a pu jusqu'ici identifier ce niveau, il n'a été mis en évidence que dans la partie la plus occidentale de l'extrême Sud marocain (Aïn-Deliouine) ;

— d'autre part, le caractère épicontinental de la mer, qui dès le Llandoveryen moyen a envahi l'ensemble du Sahara ; l'approfondissement durant le Ludlowien qui apparaît sur le flanc nord du synclinal de Tindouf (où ce terme a 600 m d'épaisseur) et plus encore dans l'Ougarta (où il atteint 700 à 800 m) se manifeste également, mais de façon beaucoup plus atténuée, dans le prolongement sud de ces chaînes : à Fom Hassi Taibine (où l'épaisseur du Ludlowien est de 325 m).

8. Détermination confirmée par G. Waterlot.

Bibliographie.

- CHOUBERT G. (1952). — Géologie du Maroc. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, n° 100, fasc. 1, 2^e partie.
- DELEAU P. (1952). — La région de Colomb Béchar. *XIX^e Congr. géol. intern. Alger, Monogr. région.*, 1^{re} sér., Algérie, n° 8.
- FOLLOT J. (1952). — Ahnet et Mouydir. *Ibid.*, 1^{re} sér., Algérie, n° 1.
- HOLLARD H. et JACQUEMONT P. (1956). — Note sur l'âge de la série de la Betaina (vallée du Dra, Sud marocain). *C. R. Ac. Sc.*, t. 242, p. 2651.
- (1956). — Sur l'âge de la transgression gothlandienne au S de l'Anti-Atlas (Maroc). *Ibid.*, t. 243, p. 75.
- (1956). — Le Gothlandien, le Dévonien et le Carbonifère des régions du Dra et du Zemoul (confins algéro-marocains du Sud). *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, n° 135.
- MENCHIKOFF N. (1930). — Recherches géologiques et morphologiques dans le N du Sahara occidental. *Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn.*, vol. III, fasc. 2.
- PHILIPPOT A. et ORIOU RIBA (1952). — Sur la faune graptolithique de la Sierra d'Albarracín (chaîne ibérique). *C. R. somm. S. G. F.*, p. 74.
- POUEYTO A. (1950). — Coupe stratigraphique des terrains gothlandiens à Graptolithes au N d'Ougarta (Sahara occidental). *Ibid.*, p. 45.
- (1952). — Les chaînes d'Ougarta et la Saoura. *XIX^e Congr. géol. intern. Alger, Monogr. région.*, 1^{re} sér., Algérie, n° 15.
- WATERLOT G. (1945). — Les Graptolithes du Maroc. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, n° 63.

Contribution à l'étude des Conodontes du Sahara (bassins de Fort-Polignac, d'Adrar Reggane et du J. Béchar). Comparaison avec les Pyrénées et la Montagne Noire

par Marie-Louise REMACK-PETITOT*.

Sommaire. — L'étude d'une riche faune de Conodontes recueillis dans de nombreux sondages et coupes de ces régions montre l'intérêt stratigraphique de cette branche de la micropaléontologie dans les séries paléozoïques : les Conodontes ont toujours confirmé les attributions d'étages données par la macrofaune ; ils ont permis de déceler le Tournaisien puis le Westphalien dans la coupe de Polignac ; enfin ils ont apporté des précisions stratigraphiques nouvelles (identification de Frasnien dans le Dévonien supérieur des Pyrénées, de Famennien inférieur dans la Montagne Noire, de la limite Famennien-Viséen inférieur dans la série renversée de l'Escandolgue). Du point de vue paléontologique cette étude montre la grande extension horizontale des Conodontes en même temps que leur répartition verticale relativement étroite.

Les récoltes abondantes de Conodontes, faites en 1957 et 1958 au cours de nombreux sondages et coupes effectués dans le Paléozoïque saharien (bassins de Tinrher, d'Adrar, du J. Béchar), incitent à faire connaître les résultats stratigraphiques apportés par cette jeune branche de la micropaléontologie. Parallèlement et par comparaison, des études de Conodontes ont été faites dans des séries primaires de la métropole (Pyrénées, Montagne Noire).

C'est de préférence dans les niveaux calcaires qu'ont été prélevés les échantillons en vue de la recherche des Conodontes ; ils ont été traités à l'acide monochloracétique suivant le procédé recommandé par H. Beckmann. Cependant, quelques Conodontes ont été recueillis dans des argiles et marnes après simple lavage.

Il est à noter que le pourcentage d'échantillons fournissant des Conodontes est à peu près constant (30 %) et que, dans chaque échantillon, la faune est en général peu abondante. Pourtant certains d'entre eux, spécifiés dans le texte, ont fourni une faune particulièrement riche en espèces et individus. La plupart des déterminations ont été revues par G. Bischoff¹.

Cette étude tient compte, dans la mesure du possible, des résultats essentiels donnés par d'autres microfaunes : déterminations de Foraminifères faites par M^{me} D. Guichard, d'Ostracodes faites par H. Oertli et A. Rast, ainsi que par la macrofaune déterminée par G. Delépine et C. Pareyn en ce qui concerne le Carbonifère, par M^{lle} Le Maître pour le Dévonien.

Sahara.

I. Bassin de Fort-Polignac.

Ce bassin est limité au Nord par la Hammada de Tinrher, à l'Est par la Libye, au Sud par le Tassili des Ajjers (fig. 1). De nombreuses coupes ont été faites², traversant du Sud au Nord tous les terrains primaires qui constituent la bordure nord du massif du Hoggar : ce sont de l'Est vers l'Ouest la coupe des environs de Fort-Tarat, puis toute une série (de 1 à 13) faites

suivant le méridien de Polignac jusqu'à Ohanet, enfin celle de la Gara Tersi. Dans chacune d'entre

* Note présentée à la séance du 30 mai 1960. L'auteur adresse ses remerciements à la Direction de la Compagnie d'exploration pétrolière qui a autorisé la présentation de cette note et a contribué à sa publication.

1. Je tiens ici à exprimer mes remerciements et ma profonde reconnaissance au D^r G. Bischoff pour son aide précieuse dans mes premières déterminations de Conodontes.

2. Campagne 1957-1958 de P. Dubois et B. Keraudren.

elles, de nombreux échantillons³ ont été prélevés pour l'étude des Conodontes, de même qu'au cours des sondages Tesselit 101 et Oudoumé 101. Au total, près de 380 échantillons ont été traités à l'acide monochloracétique, le tiers d'entre eux environ contenait des Conodontes.

COUPE DE FORT-TARAT. — Elle a traversé tout le Gothlandien qui atteint ici une épaisseur de 440 m. Les quelques échantillons prélevés ayant fourni des Conodontes se situent, dans cette série : l'un (n° 3486) environ 160 m au-dessus des grès attribués à l'Ordovicien, les autres (3614, 3484 et 3612) près de 150 m plus

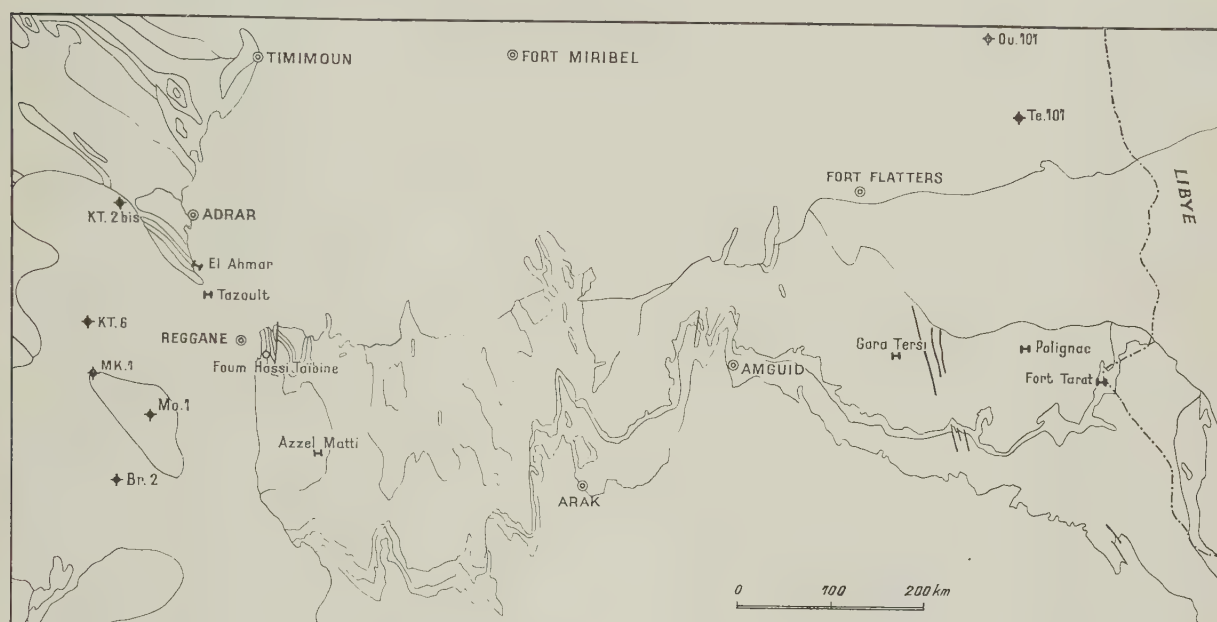


FIG. 1. — Croquis de situation des coupes et sondages dans le Sahara.

— : coupes ; + : sondages.

haut, soit 310 m au-dessus de l'Ordovicien. Les espèces représentées, d'ailleurs par de rares exemplaires, sont les suivantes :

— pour l'échantillon 3486 : *Ambolodus elegans* RHODES, *Sagittodontus robustus* RHODES, cf. *Trichonodella divaricata* RHODES, *Paltodus acostatus* BRANSON et BRANSON, *Spathognathodus inclinatus* RHODES, *S. primus* BRANSON et MEHL, *Icriodina cf. irregularis* Br. et Br., *Ozarkodina* sp. ;

— pour les échantillons (3614, 3484 et 3612) échelonnés sur une dizaine de mètres : *Paltodus acostatus* Br. et Br., *Icriodina cf. irregularis* Br. et Br., *Distomodus cf. kentuckyensis* Br. et Br.

Parmi ces huit espèces, les trois premières sont signalées, jusqu'ici, seulement au sommet de l'Ordovicien (dans le Caradoc sup. d'Angleterre), tandis que les cinq autres sont connues dans la « Brassfield formation » du Kentucky, niveau qui, pour les auteurs, correspond au Llandoveryen⁴.

Or, dans la coupe de Fort-Tarat, les niveaux d'où proviennent les Conodontes sont datés

grâce à la présence de Graptolithes⁵ : le plus inférieur tout au moins (3486) l'est avec précision, puisqu'il a fourni une faune importante de Graptolithes connus dans le Llandoveryen moyen et supérieur. Quant au niveau supérieur (3614, 3484, 3612), il se trouve, d'une part entre 120 et 130 m au-dessus des derniers Graptolithes récoltés dans la partie inférieure du Gothlandien de Fort-Tarat, d'autre part entre 50 et 60 m au-dessous d'une espèce connue dans le Llandoveryen moyen : *Orthograptus insectiformis* NICHOLSON, mais qui est tout à fait isolée dans cette coupe et dont la position pa-

3. Leurs numéros seront toujours donnés suivant un ordre montant dans chaque série étudiée.

4. Il faut préciser que les publications concernant les Conodontes du Gothlandien sont extrêmement rares.

5. REMACK-PETITOT M.-L. (1960) : Contribution à l'étude du Gothlandien du Sahara (bassins d'Adrar et de Fort-Polignac). B. S. G. F., 7, II, p. 230-239.

raît ici aberrante ; cependant, en l'état actuel de nos connaissances sur les Conodontes du Gothlandien, les trois espèces récoltées entre 3614 et 3612, étant toutes connues dans la « Brassfield formation », semblent confirmer pour ce niveau un âge llandoveryen.

COUPES DE FORT-POLIGNAC A OHANET. — Ces coupes, faites suivant le méridien de Fort-Polignac, ont traversé du Sud au Nord les différents étages, depuis le Dévonien jusqu'au Carbonifère (fig. 2).

1. *Dévonien*. Cette faune a été recherchée à partir du sommet du Dévonien inf. : 70 échantillons ont été prélevés, dès l'Emsien, sur 200 m d'épaisseur (de ST 3471 à ST 3410, soit du banc S au banc Q). Dans la partie supérieure du Dévonien, 4 échantillons (ST 3409 à ST 3406, au voisinage du banc P) ont été prélevés environ 100 m plus haut que les précédents. Parmi ces 74 échantillons, 27 ont fourni une faune importante de Conodontes :

— de ST 3445 à 3422, c'est-à-dire à partir de 100 m au-dessus du 1^{er} échantillon examiné (ST 3471), sur une épaisseur de 40 m (de part et d'autre du banc R) attribués au Dévonien moyen.

— de ST 3478 à 3481, soit au voisinage du banc Q, situé 50 m au-dessus de ST 3422, dans un niveau d'âge frasien ;

— les 4 échantillons ST 3409 à 3406, provenant du niveau un peu moins élevé, se sont tous révélés non fossilifères.

Étudions successivement la faune de Conodontes provenant de ces différents niveaux.

a) Dans le *Dévonien moyen* : les échantillons ST 3445 à ST 3425, prélevés sur 25 m, ont fourni les espèces suivantes :

Polygnathus linguiformis HINDE, *P. cf. xylus* STAUFER, *P. cf. decorosa* STAUF., *Icriodus nodosus* HUDDLE, *I. symmetricus* BR. et MEHL, *I. elegantulus* STAUF., *I. curvatus* BR. et MEHL, *I. alternatus* BR. et MEHL, *I. expansus* BR. et MEHL, *Ozarkodina macra* BR. et MEHL, *O. cf. toxata* ou *cf. congesta*, *Prioniodina alata* HINDE, *P. prona* HUDDLE, *Hindeodella germana* HOLMES, *Angulodus walrathi* HIBBARD, *Roundya aurita* SANNEMANN, *Lonchodina cf. prava* HUDDLE.

Il faut noter, d'une part la richesse particulière des échantillons ST 3436 et 3437 qui contiennent de nombreux exemplaires de chacune des espèces ci-dessus, d'autre part la grande fréquence de *Polygnathus linguiformis* retrouvé dans presque chacun des échantillons examinés et qui confirme l'âge dévonien moyen. Le genre *Icriodus* est également bien représenté ici, tant par le nombre des individus que par la diversité des espèces ; ces dernières sont connues de l'Em-

sien au Dévonien supérieur. Parmi les dix-sept espèces de Conodontes identifiées ici, trois d'entre elles : *Hindeodella germana* HOLMES, *Prioniodina alata* HINDE et *Ozarkodina macra* BR. et MEHL ne débutent qu'à l'Eifelien supérieur pour vivre encore au Dévonien supérieur, tandis que *Ozarkodina toxata* et *O. congesta* semblent limitées, jusqu'ici, en Allemagne, à l'Eifelien sup.-Givetien inf. Cette microfaune permet donc de suggérer, pour ces niveaux, un âge eifelien sup.-givetien inf. ; or la macrofaune recueillie en ST 3436-3437 et en ST 3425-3426 confirme cet âge, en particulier un fragment de *Pinacites*⁶ semblerait même préciser l'Eifelien ;

— les échantillons ST 3424 à 3422, s'échelonnant sur 5 m à partir de 10 m au-dessus des précédents, renfermaient :

Icriodus elegantulus STAUF., *I. nodosus* HUDDLE, *I. symmetricus* BR. et MEHL, *Prioniodina alata* HINDE, *Polygnathus cf. xylus* STAUF.

Ces deux dernières espèces indiquent qu'il s'agit encore d'Eifelien supérieur ou Givetien inférieur. (Il n'y a pas eu de macrofossiles recueillis dans ce niveau.)

b) Dans le *Frasien*, les échantillons ST 3478 à 3481, situés au voisinage du banc Q, 50 m plus haut que ST 3422, contenaient :

Polygnathus linguiformis HINDE, *Ligonodina falciformis* ULRICH et BASSLER et des fragments d'*Icriodus*.

La macrofaune associée révèle un âge frasien moyen⁶ que confirme les Conodontes, sans toutefois le préciser ; en effet : *Ligonodina falciformis* est connu à partir de l'Eifelien supérieur jusqu'au Dévonien supérieur, quant à *P. linguiformis* il débute à l'Emsien en Allemagne où on ne le retrouve pas au-delà du Givetien, tandis qu'il monte dans le Dévonien supérieur aux États-Unis ainsi que dans le Frasnien de la Montagne Noire (France). Ajoutons *Icriodus nodosus* recueilli par lavage d'un échantillon ST 3332, prélevé 60 m au-dessus du banc Q.

2. *Tournaisien*. La recherche de Conodontes a été effectuée sur 12 échantillons échelonnés sur les 30 m qui précèdent la base du Viséen inférieur supposé (base fixée ici à l'apparition de *Productus cora*⁷ en ST 3188). Seuls les trois plus inférieurs dans la série (ST 3403-3402-3401) contenaient des Conodontes.

— les échantillons ST 3403 et 3402 prélevés dans le banc O situé 200 m au-delà du banc Q, ont fourni les espèces suivantes :

6. Détermination de M^{lle} Le Maître.

7. Détermination de G. Delépine qui ne peut ici préciser entre le Tournaisien et le Viséen de base.

Icriodus rectus YOUNGQUIST et PETERSON, *Hindeodella germana* HOLMES, *Lingonodina cf. delicata* BR. et MEHL, *Polygnathus inornatus* BR., *P. communis* BR. et MEHL, *Pseudopolygnathus dentilineata* BR., *Spathognathodus cf. tridentatus* BR., *S. inornatus* BR. et MEHL.

Cette faune indique un âge qui ne peut être antérieur au Famennien supérieur ; en effet, les quatre dernières espèces débutent toutes à l'extrême sommet du Famennien (To V des auteurs

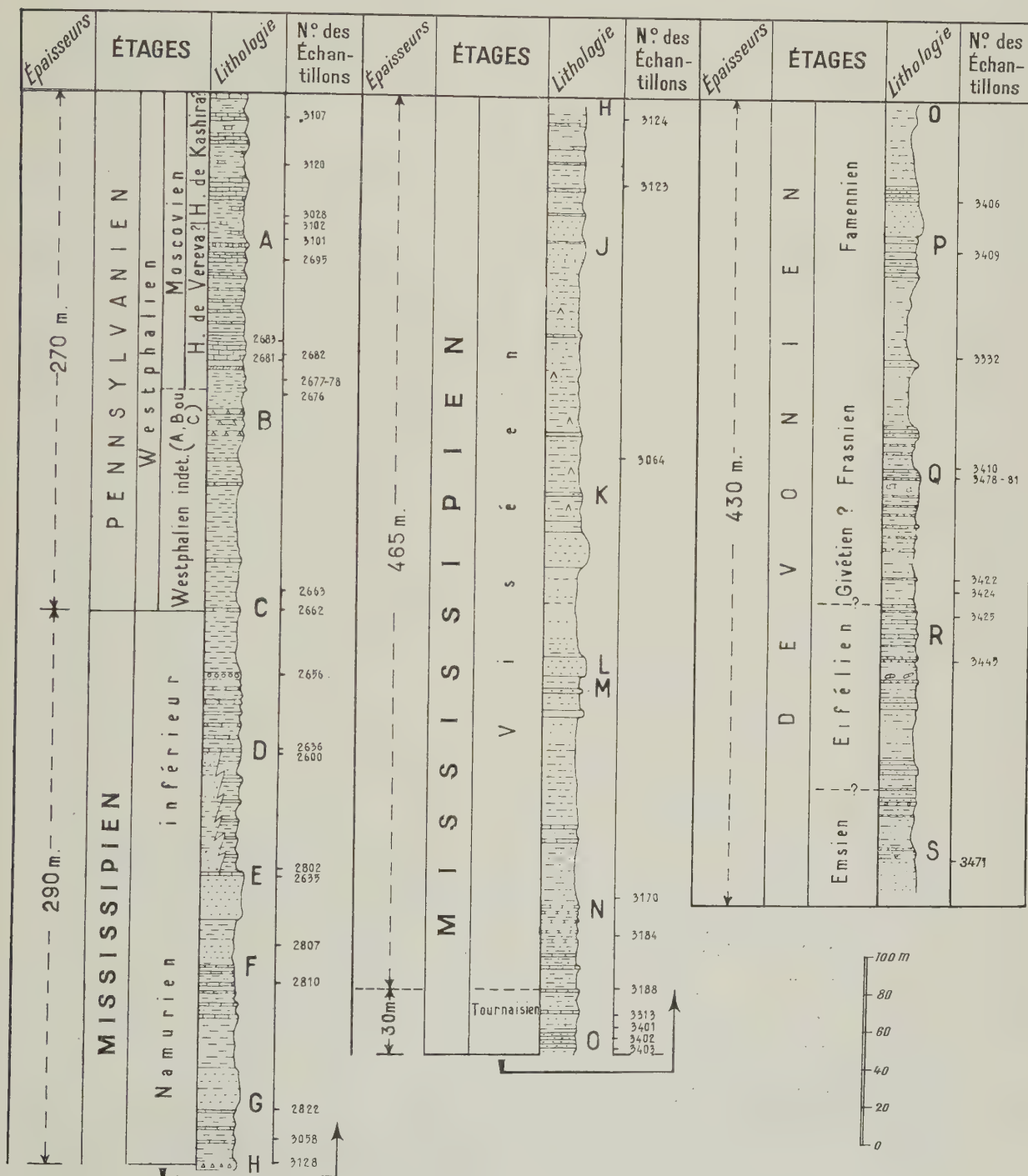


FIG. 2. — Coupe de la piste Ohanet-Polignac.

allemands) et vivent encore dans le Strunien (To VI) et le Tournaisien de base (Cu I).

La présence d'*Icriodus rectus* suggère un âge antérieur au Tournaisien bien que le genre *Icriodus* soit connu encore dans l'extrême base du Mississipien ; mais la macrofaune recueillie à ce niveau permet de préciser son âge tournaisien (G. Delépine).

— L'échantillon ST 3401 a fourni une importante faune comprenant :

Polygnathus inornatus BRANSON, *P. communis* BR. et MEHL, *P. cf. nodulifera* BR., *Spathognathodus cf. jugosus* BR. et MEHL, *S. spinulicostatus spinulicostatus* BISCHOFF, *S. sulciferus* BR. et MEHL, *Hindeodella cf. corpulenta* BR. et MEHL, *Pseudopolygnathus cf. fusiformis* BR. et MEHL, *Gnathodus cf. typicus* ou *cf. loncodus*, *Siphonodella* sp.

D'autre part, les résidus de lavages des échantillons provenant des cinq mètres suivants (ST 3317 à 3313) renfermaient une faune semblable, bien que moins riche :

Polygnathus communis BR. et MEHL, *P. cf. nodulifera* BR., *Spathognathodus cf. stabilis* BR. et MEHL, *Pseudopolygnathus fusiformis* BR. et MEHL, *Prioniodus cf. peculiaris* BR. et MEHL, *Gnathodus cf. typicus* COOPER, *G. aff. bilineatus* semiglaber BISCHOFF, *Siphonodella* sp.

Toute cette faune est connue en Amérique dans les formations suivantes : Bushberg, Hannibal, Prewealden, de la base du Mississipien, trois formations contemporaines entre elles correspondant au Tournaisien⁸. Parmi ces espèces, deux au moins sont connues, en outre, en Allemagne jusqu'à la base du Viséen supérieur ce sont *Polygnathus communis* BR. et MEHL et *P. inornatus* BR ; une autre semble monter dans le Viséen inf. (Cu II γ) : *Spathognathodus jugosus* BR. et MEHL, mais *Pseudopolygnathus fusiformis* BR. et MEHL et *Siphonodella* paraissent surtout cantonnés dans la zone à *Siphonodella* (Cu II $\alpha \beta$) qui correspond à la partie supérieure du Tournaisien allemand, tandis que la variété *Spathognathodus spinulicostatus spinulicostatus* BISCHOFF n'est pas connue en Allemagne jusqu'ici, au-delà de la partie inférieure du Tournaisien (Cu I).

En l'absence de macrofaune caractéristique, les Conodontes permettent donc ici de dater ces niveaux en leur attribuant un âge vraisemblablement tournaisien.

3. *Viséen*. Les recherches de Conodontes ont été effectuées sur une soixantaine d'échantillons prélevés sur toute l'épaisseur supposée du Viséen (env. 460 m). Seuls les niveaux les plus inférieurs et le sommet de cet étage se sont révélés fossilifères.

a) *Base du Viséen*. Ainsi qu'il a été dit plus haut, la limite inférieure du Viséen a été placée

en ST 3188, niveau où est apparu *Productus cora*. Les échantillons renfermant des Conodontes se situent à partir de 20 m au-delà de cette limite et ils s'échelonnent sur les 20 m suivants au voisinage du banc N (ST 3184 à ST 3170). Les espèces identifiées sont :

Polygnathus communis BR. et MEHL, *Hindeodella germana* HOLMES, *H. cf. lineata* HOLMES, *Angulodus walrathi* HIBBARD, *Roundya barnettana* HASS, *cf. Metalonchodina bidentata* (GUNNELL), *Gnathodus girtyi* HASS.

L'ensemble de cette microfaune indique un âge viséen — les trois dernières de ces espèces débutent en effet avec cet étage — confirmant ainsi la macrofaune en semblant ici donner davantage de précisions. La présence de *Polygnathus communis* permet d'envisager un âge qui ne peut, en tous cas, être postérieur à la base du Viséen supérieur (Cu III α) : cette espèce n'est en effet pas connue en Allemagne au-delà du Cu III α . Dans cette coupe, la macrofaune semble indiquer un Viséen inférieur d'environ 250 m d'épaisseur, puisque l'échantillon 3064, situé légèrement au-dessus du banc K, a fourni une association de diverses espèces⁹ de *Beyrichoceras* et *Munsteroceras*, faune qui caractérise pour C. Pareyn l'horizon S 2 b franc, c'est-à-dire la limite Viséen inf.-Viséen sup.

b) *Sommet du Viséen*. On ne retrouve de Conodontes qu'à 50 m environ au-dessous de la limite Viséen-Namurien, limite fixée par les géologues de terrain à un banc repère caractéristique (banc H) situé à une dizaine de mètres au-dessous d'un niveau ayant fourni *Cravenoceras cf. gairense*⁹. Deux échantillons (ST 3123 et 3124), distants l'un de l'autre de 40 m, renfermaient deux espèces seulement de Conodontes :

— en 3123 : *Taphrognathus varians* BR. et MEHL,

— en 3123 et 3124 : *Gnathodus girtyi* n. subsp. A¹⁰.

La première est connue en Amérique dans le Mississipien moyen et supérieur, c'est-à-dire dans l'équivalent du Viséen et Namurien inférieur d'Europe occidentale, nous verrons que la seconde débute au sommet du Viséen et semble s'éteindre avec le Namurien inférieur.

4. *Namurien inférieur*. Dès le banc G, situé 25 m au-dessus de la limite inférieure de cette série, 80 échantillons échelonnés sur toute son épaisseur (près de 300 m) ont été prélevés. Parmi eux, une vingtaine seulement renfermaient des

8. DELÉPINE G. (1941) : Les Goniates du Carbonifère du Maroc et des confins algéro-marocains du Sud. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, n° 56, p. 39.

9. Détermination de C. Pareyn.

10. Sous-espèce créée par G. Bischoff et non encore publiée.

Conodontes à partir de 100 m au-dessus de la limite avec le Viséen. Cette faune, peu abondante dans les 60 premiers mètres, devient plus riche au-delà et jusqu'à 30 m du sommet de l'étage, surtout dans la portion comprise entre le banc E et le niveau repère (banc D) de calcaire dit « de l'Issaouane ».

a) Dans les 60 premiers mètres productifs, soit approximativement entre les bancs F et E, 3 échantillons ont fourni les espèces suivantes¹¹ :

— en ST 2810 : **Ozarkodina roundyi* HASS, *Gnathodus commutatus commutatus* BR. et MEHL et **G. girtyi* ? HASS ;

— en ST 2887 (soit 15 m plus haut) : *Spathognathodus minutus* ELLISON ;

— en ST 2802 (soit 40 m au-delà) : *Gnathodus girtyi* n. subsp. A¹⁰.

b) Immédiatement sous le calcaire de l'Issaouane, dans les 60 mètres suivants (du banc E au banc D), sur 35 échantillons traités (ST 2635 à ST 2600), une douzaine d'entre eux renfermaient huit espèces de Conodontes réparties ainsi à partir de la base :

— en ST 2633 : *Gnathodus* aff. *roundyi* GUNNELL ;

— en ST 2620 : **Prioniodina scitulus* BR. et MEHL et **Metalonchodina bidentata* GUNNELL ;

— en ST 2611 : **Ligonodina levis* BR. et MEHL ;

— en ST 2607 : **L. cf. fragilis* HASS ;

— de la base au sommet : **Cavusgnathus cristatus* BR. et MEHL, *Gnathodus commutatus* BR. et MEHL et **G. girtyi* HASS.

c) Au-dessus du calcaire de l'Issaouane, parmi 25 échantillons prélevés entre les bancs D et C et traités à l'acide monochloracétique, 5 ont livré des Conodontes répartis de ST 2636 à 2656, soit jusqu'à 30 m environ au-dessous de la limite supérieure du Namurien inférieur ; les espèces reconnues sont :

— en ST 2639 : *Gnathodus commutatus* BR. et MEHL ;

— en ST 2640 : *Mestognathus beckmanni* BISCHOFF ;

— en ST 2643 : *Spathognathodus minutus* ELLISON ;

— en ST 2643 et 2652 : *Gnathodus girtyi* n. subsp. BISCHOFF ;

— en ST 2656 : *G. roundyi* HASS.

L'ensemble de cette série est daté grâce à la macrofaune qui comporte, à la base, une association de Goniatites dont *Cravenoceras cf. gairense* caractérisant le Namurien inférieur. Or la faune de Conodontes confirme cet âge ; en effet sur les onze espèces identifiées, sept sont connues dans la partie supérieure du Mississippien¹¹, en particulier dans la Barnett formation du Texas, niveau dont le sommet est parallélisé avec l'assise de Chokier ou Namurien inférieur d'Europe occidentale ; deux autres de ces espèces sont connues, en Allemagne, dans tout le Viséen : *Gnathodus commutatus* BR. et MEHL et *Mestognathus beckmanni* BISCHOFF tandis que *Gnathodus roundyi* HASS

et *Spathognathodus minutus* ELLISON n'ont été récoltées jusqu'ici que dans le Pennsylvanien de base des États-Unis, en particulier, « série des Moines » et Cherokee, deux formations qui, pour certains auteurs, débuteraient parallèlement avec l'assise de Vicoigne en Europe ; il faut donc envisager pour ces deux espèces une répartition verticale plus grande que celle qu'on leur assignait jusqu'ici.

5. *Pennsylvanien*¹². La limite inférieure de cette série, dont l'épaisseur atteint 270 m, est fixée essentiellement par l'apparition au banc C (ST 2662) — situé 30 m au-dessus du précédent échantillon ayant fourni des Conodontes (ST 2656) — de deux genres caractéristiques du Pennsylvanien d'Amérique : *Idiognathus* et *Streptognathodus*. Parmi la macrofaune, seule une Goniatite, *Eoparalegoceras clariondi* DELÉPINE¹³, précise un âge westphalien pour le niveau ST 3028 où elle a été recueillie, soit 200 m au-dessus de la limite inférieure.

Nous étudierons successivement la faune de Conodontes recueillie de part et d'autre du niveau à *Eoparalegoceras*.

a) Entre la limite inférieure (ST 2662) et le niveau à *Eoparalegoceras* (ST 3028) environ 35 échantillons ont été prélevés, échelonnés sur 200 m d'épaisseur (ST 2662-2695, 3101 et 3102). Bien que caractéristique, la faune de Conodontes s'est révélée peu abondante : 7 seulement des échantillons étaient fossilifères.

— à la base, ST 2662 et 2663 avec *Gnathodus commutatus* BR. et MEHL, *Taphrognathus varians* ? BR. et MEHL, *Idiognathodus cf. claviformis* GUNNELL, *I. delicatus* GUNNELL, *Streptognathodus cancellosus* ELLISON ;

— à la partie moyenne, ST 2676, 2677, 2682 avec *Spathognathodus minutus* ELLISON, *Idiognathodus delicatus* GUNNELL, *I. lanceolatus* GUNNELL, *Streptognathodus cancellosus* ELLISON ;

— au sommet, ST 2695 et 3101 (de part et d'autre du banc A) avec *Idiognathodus delicatus* GUNNELL, *Streptognathodus delicatulus* YOUNGQUIST et HEEZEN, *S. tenuis* YOUNGQUIST et DOWNS, *Ozarkodina roundyi* HASS, *Prioniodina cf. cacti* GUNNELL.

b) Au-dessus du niveau à *Eoparalegoceras*. Parmi 20 échantillons prélevés sur 30 m d'épaisseur entre ST 3102 et 3121, un seul, ST 3120, très élevé dans la série, a livré des Conodontes :

Streptognathodus cancellosus ELLISON, *S. cf. delicatulus* YOUNGQUIST et HEEZEN, *Prioniodina microdonta*

11. Les espèces précédées d'un astérisque sont connues de la partie supérieure du Mississippien.

12. C'est à dessein que j'emploie ce terme général, car la macrofaune de la partie inférieure de cette série n'autorise pas à préciser davantage. Nous verrons qu'ici seuls les Conodontes permettent de faire débiter le Westphalien dès la base de cette série pennsylvanienne.

13. Détermination de G. Delépine.

ELLISON, *Spathognathodus minutus*? ELLISON, *Hindeodella cf. ibergensis* BISCHOFF.

Parmi les espèces identifiées dans toute cette série pennsylvanienne, si l'on excepte quatre d'entre elles : *Gnathodus commutatus*, *Taphrognathus varians*? (d'ailleurs trouvées tout à fait à la limite inférieure), *Ozarkodina roundyi* et *Hindeodella ibergensis*, toutes les autres sont connues aux États-Unis à partir du Pennsylvanien moyen ; elles sont abondantes en particulier dans « la série des Moines », formation du Missouri qui est parallélisée d'après G. Delépine avec le Westphalien A-B et le niveau marin d'Aegir⁸, pour H. et G. Termier¹⁴ avec le Westphalien C et la base du Westphalien D. Outre que les corrélations de ces deux derniers auteurs sont données dans un sens très général, la présence dans la série étudiée d'*Eoparaleogoceras clariondi* entraîne à adopter de préférence celles établies par G. Delépine, précisément dans l'ouvrage où il décrit l'holotype de cette Goniatite. Celui-ci provient du bassin de Kenadza (confins algéro-marocains) ; il y était associé à *Anthracoceas aegiranum* dans un niveau que, par suite, l'auteur parallélisa aux niveaux marins d'Aegir, de Rimbert et Petit-Buisson qui sont, en Europe, à la base de l'assise de Bruay (Westphalien C) ; depuis, cette espèce, ainsi d'ailleurs qu'*Anthracoceas aegiranum* et *A. hindi*, a montré une extension verticale plus grande ; en effet plusieurs auteurs, W. Bisat, B. Owodenko, P. Deleau, ont trouvé ces trois espèces associées dès la base du Westphalien (Westphalien A), immédiatement au-dessus des *Reticuloceras*, en particulier dans les bassins de Djerada, Kenadza et Colomb-Béchar.

Ainsi, compte tenu de la présence d'*Eoparaleogoceras clariondi*, et surtout d'après la faune de Conodontes recueillie ici — faune, jusque-là, inconnue aux États-Unis dans des formations d'âge antérieur à celui de la « série des Moines » —, il semble que dans ce Pennsylvanien d'Ohanet, seul soit représenté l'équivalent de la « série des Moines » (c'est-à-dire le Westphalien *pro parte*). Il y a alors vraisemblablement lacune de la base du Pennsylvanien, c'est-à-dire au moins du Namurien supérieur et la série, dès les premiers mètres de base (depuis ST 2662), représente donc le Westphalien, soit A-B et niveau d'Aegir, soit l'un de ces termes. Cette façon de voir paraît confirmée si l'on tient compte des autres microfaunes : les Ostracodes¹⁵ n'ont pas révélé de formes caractéristiques, mais parmi les Foraminifères¹⁶, la présence de Profusulinelles (*Eofu-*

sulina d'après Reichel) indique le Moscovien ; en outre deux autres formes identifiées sont connues dans le Moscovien russe, l'une, *Endothyra eostaffelloides* REITLINGER, dans l'horizon de base (celui de Vereya) ; l'autre, *Brunsiella cf. densa* REIT., dans l'horizon suivant (celui de Kashira) ; or ces deux espèces ont été récoltées ici, la première ainsi que les Profusulinelles en dessous du niveau à *Eoparaleogoceras*, la deuxième à partir de ce niveau. On sait que, jusqu'au dernier congrès de Heerlen (1958), la Moscovien russe, avec ses quatre horizons de Vereya, Kashira, Podolsk et Myatchkovo, était considéré comme l'équivalent du Westphalien (A — B — C — D).

En résumé, l'étude des Conodontes provenant de cette importante série stratigraphique traversée de Polignac à Ohanet aboutit aux conclusions suivantes :

1) Dans le Dévonien, deux niveaux ont été fossilifères : le premier renferme des espèces connues dans l'Eifelien supérieur et le Givetien inférieur, âge précisé également par la macrofaune, en particulier par *Pinacites* de l'Eifelien supérieur ; le deuxième, qui contient en outre une macrofaune du Frasnien moyen, n'a fourni que deux espèces du Dévonien moyen et supérieur.

2) Dans le Dinantien, quatre niveaux ont été fossilifères : le plus inférieur a livré une faune de Conodontes qui permet de l'attribuer, soit à l'extrême sommet du Famennien (To V), soit au Strunien (To VI), soit au Tournaisien inférieur (Cu I) ; or la macrofaune précise ici un âge tournaisien. Le deuxième niveau est particulièrement important puisque la faune de Conodontes qu'il renferme a révélé à elle seule la présence de Tournaisien probable, alors que la macrofaune ne peut ici fixer un âge. En effet, les espèces identifiées sont connues en Amérique du Nord dans trois formations contemporaines entre elles et correspondant au Tournaisien : Bushberg, Hannibal et Prewealden. Enfin les deux autres niveaux situés, l'un à la base, l'autre au sommet du Viséen, ont fourni une microfaune assez pauvre qui ne peut préciser s'il s'agit de Viséen inférieur ou supérieur.

3) Dans le Namurien inférieur, daté à sa base par *Cravenoceras*, c'est surtout la portion su-

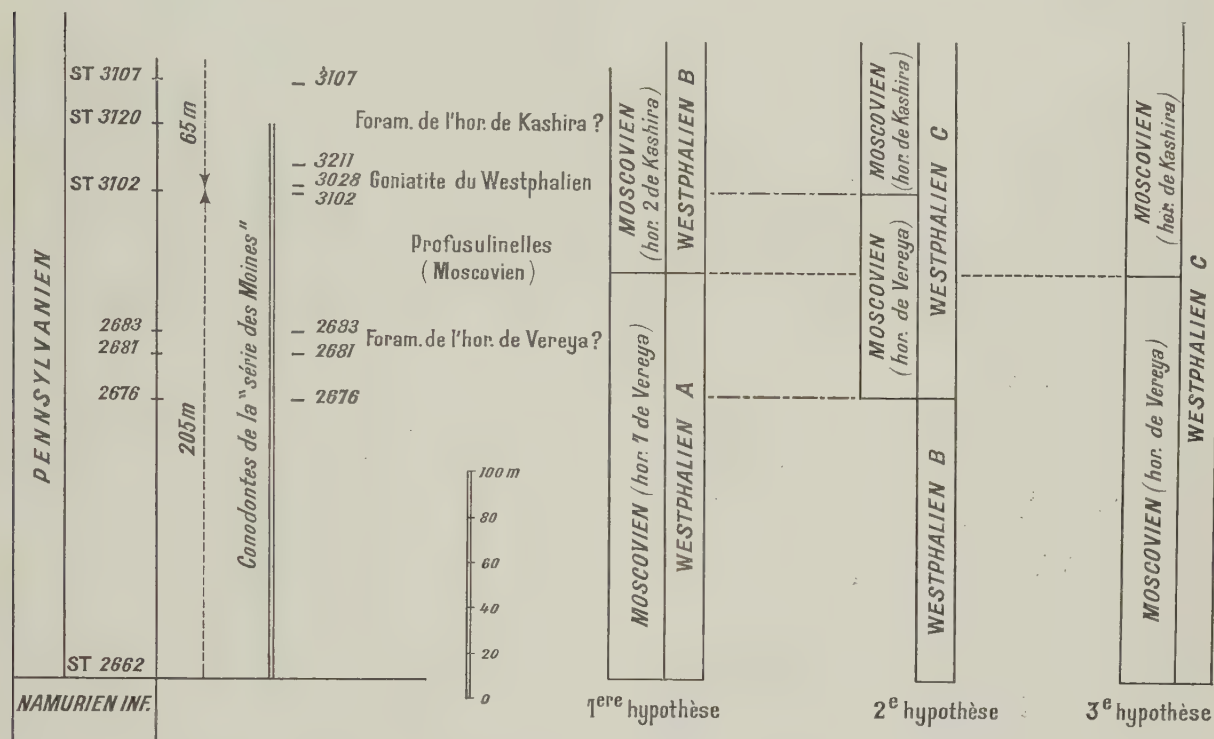
14. TERMIER H. et G. (1952) : Histoire géologique de la Biosphère, p. 425. Paris, Masson et C^{ie}.

15. Étudiés par A. Rast.

16. Déterminations de M^{me} Guichard.

périure qui s'est révélée riche en Conodontes, sur une centaine de mètres environ, répartis de part de d'autre du banc repère D (calcaire bleu de l'Issaouane); cette microfaune est, dans son ensemble, commune avec celle de la « Barnett formation » du Texas dont le sommet équivalait au Namurien inférieur d'Europe.

4) Enfin dans le *Pennsylvanien*, quelques niveaux seulement sont fossilifères, mais fournissant des genres et espèces si caractéristiques qu'ils ont permis, d'une part de fixer la limite inférieure de cette série dès l'apparition des deux genres *Streptognathodus* et *Idiognathodus*, d'autre part d'attribuer un âge westphalien à



Tabl. 1. — Hypothèses pour tenter de préciser l'âge dans la série westphalienne d'Ohanet.

la totalité de ce Pennsylvanien puisque la faune de Conodontes recueillie dès la base est connue, au Missouri, dans la « série des Moines », formation équivalente au Westphalien *pro parte* : Westphalien A—B—base du C d'après G. Delépine⁸, Westphalien C d'après H. et G. Termier¹⁴, Westphalien D d'après des corrélations proposées par des auteurs russes au dernier congrès de Heerlen¹⁷. La diversité de ces corrélations fait qu'il est très difficile de préciser davantage un âge dans le Westphalien. Cette diversité est due surtout au fait que les divisions du Carbonifère moyen ont été établies : en Europe d'après les Goniatites, en Amérique du Nord d'après les Conodontes, en Russie d'après les Foraminifères. Or la coupe étudiée ici réunit ces trois groupes de fossiles :

— Conodontes de la « série des Moines » d'Amérique du Nord.

— Goniatite du Westphalien A — B — base C d'Afrique du Nord.

— Foraminifères des deux horizons inférieurs du Moscovien de Russie.

Si l'on tient compte de leur répartition respective dans la coupe, on aboutit aux trois hypothèses suivantes (tabl. 1) :

a) le Westphalien représenté ici serait l'équivalent du Westphalien A et B, contemporain des deux horizons de base du Moscovien (horizon de Vereya et de Kashira), ce qui supposerait une lacune du Namurien supérieur ;

b) le Westphalien représenté serait du Westphalien B et C, ce dernier équivalent aux deux séries de base du Moscovien ; on aurait alors

17. LIBROVITCH L. S. et STEPANOV D. L. (1958) : Corrélations du Carbonifère inférieur et moyen. 4^e Congr. intern. Strat. Carbonifère Heerlen (présenté par I. I. GORSKY).

lacune du Namurien supérieur et du Westphalien A.

c) le Westphalien représenté serait seulement du Westphalien C (équivalent des horizons de Vereya et Kashira du Moscovien inférieur); on aurait alors lacune du Namurien supérieur ainsi que du Westphalien A et B.

La première hypothèse cadre parfaitement avec les corrélations établies par G. Delépine¹⁸ et avec l'ancienne tendance qui parallélise l'ensemble du Westphalien avec la totalité du Moscovien. Les deux autres respectent la tendance nouvelle qui fait débiter le Moscovien en même temps que le Westphalien C, mais alors elles montrent que la « série des Moines » est ici l'équivalent, soit du Westphalien B et C (2^e hypothèse), soit du Westphalien C (3^e hypothèse), mais non du seul Westphalien D comme l'indiquent les auteurs russes¹⁷.

Quoi qu'il en soit, la série westphalienne d'Ohanet comprend donc à sa base (entre 2662 et 2681) un Westphalien indéterminé (A—B ou base du C), surmonté d'un Westphalien qui équivaut au Moscovien inférieur (horizon de Vereya ? jusqu'en 3102 et horizon de Kashira ? au-delà de ce niveau).

Il est regrettable que cette coupe n'ait pas fourni de Goniatites dans la partie inférieure du Westphalien, il aurait peut-être été possible d'établir alors des corrélations précises dans le Carbonifère moyen. Cependant, cette coupe, par elle seule, prouve suffisamment l'importance et l'intérêt que peut présenter l'étude des faunes de Conodontes.

SONDAGE TESSELIT 101. — Au cours de ce sondage, situé environ 40 km au NW d'Ohanet, des carottes prélevées ont permis de rechercher la faune de Conodontes entre les profondeurs de 1056 à 1665 m d'une part, de 2764 à 2832 m d'autre part; cette dernière série d'échantillons provenait du Silurien et s'est montrée totalement stérile. Quant à la première série, elle a révélé 4 niveaux fossilifères : de 1 090 à 1 097 m, de 1 218 à 1 242 m, de 1 366 à 1 373 m et de 1 436 à 1 464 m.

Les Conodontes récoltés dans ces différents niveaux sont assez abondants aussi bien en nombre qu'en espèces.

— 1 090-1 097 m : *Idiognathodus delicatus* GUNNELL (1 090,70 et 1 097,45 m), *I. lanceolatus* GUNNELL (1 092,45 m), formes de la « série des Moines » indiquant donc un âge westphalien.

— 1 218-1 242 m : *Gnathodus girtyi* n. subsp. A BISCHOFF (de 1 218 à 1 242 m), *Spathognathodus minutus* ELLISON et *Taphrognathus varians* BR. et MEHL (à 1 218,95 m), *Prioniodina cassilaris* BR. et MEHL (à

1 222,50 m), *Cavusgnathus cristatus* BR. et MEHL (à 1 242 m).

— 1 366-1 373 m : *Gnathodus girtyi* n. subsp. A ? BISCHOFF (à 1 366,76 m), *G. girtyi* ? HASS (à 1366 et 1 367 m), *Ligonodina levis* BR. et MEHL (à 1 366 m), *Cavusgnathus* (à 1 373 m).

— 1 436-1 464 m : les espèces sont les mêmes que précédemment à l'exception de *Gnathodus girtyi* n. subsp. A.

Précisons que dans ce sondage, à la profondeur de 1 248 m, un banc calcaire bleu a été parallélisé avec celui dit de « l'Issaouane » (banc D de la coupe Polignac-Chanet). On voit alors que les genres et espèces de Conodontes identifiés entre 1 218 et 1 464 m, de part et d'autre de ce calcaire repère, font partie pour la plupart de la riche faune récoltée de part et d'autre du banc D de la coupe Polignac-Ohanet (de façon plus précise entre les bancs C et F de cette coupe), suggérant par conséquent un âge namurien inférieur pour les niveaux de Tesselit 101, compris entre 1 218 et 1 464 m.

Si l'on considère les autres microfaunes : les Ostracodes¹⁸ ont fourni ici plusieurs ensembles fauniques, mais qui ne permettent pas de préciser l'âge des différents niveaux où on les rencontre. Par contre, parmi les Foraminifères identifiés¹⁹, l'espèce *Endothyra eostaffelloides* REITLINGER semble révéler à la cote de 993 et 994 m un niveau équivalent à l'horizon de Vereya (base du Moscovien) tandis qu'à 1 436 m la forme *Nodosinella (Lugtonia) concinna* BRADY paraît indiquer, aux environs de cette profondeur, le passage du Viséen au Namurien.

Ainsi la faune de Conodontes recueillie à Te 101 permet, d'une part d'affirmer la présence de Westphalien entre les profondeurs 1 090 et 1 097 m (âge confirmé dès 994 m par un Foraminifère de l'horizon de Vereya), d'autre part si on compare ce sondage avec la coupe d'Ohanet-Polignac, la faune de Conodontes récoltée à Tesselit 101 entre 1 218 et 1 464 m, bien que beaucoup moins riche qu'à Ohanet, permet d'envisager pour ces dépôts un âge namurien inférieur; cet étage aurait ici une épaisseur d'au moins 250 m, sa limite inférieure se situant probablement non loin de la cote 1 436 puisque le Foraminifère recueilli à ce niveau semble caractériser le passage Viséen-Namurien; sa limite supérieure se placerait entre 1 218 et 1 097 m — rien jusqu'ici ne permet de la préciser. En résumé, il semble bien que le Westphalien et le Namurien inférieur aient des épaisseurs comparables à Tesselit 101 et à Ohanet.

18. Détermination de H. Oertli.

SONDAGE OUDOUMÉ 101. — Dans ce sondage, situé à une centaine de kilomètres au N de Tessalit, deux carottes ont été prélevées entre les profondeurs de 1 880 et 2 033 m. Trois échantillons traités à l'acide monochloracétique ainsi que 6 lavages ont livré quelques Conodontes :

- à 1 880,08 et 2 018,45 m, des débris seulement ;
- à 2 023,70 m : *Hindeodella*, *Spathognathodus*, *Gnathidae* (très usés) ;
- à 2 025,07 m : *Hindeodella*, *Spathognathodus*, *Ozarkodina delicatula* STAUFFER et PLUMMER, *Gnathodus girtyi* n. subsp. A. BISCHOFF ;
- à 2 027,36 et 2 027,60 m : *Gnathodus girtyi* n. subsp. A ;
- à 2 031,52 m : *Gnathodus* cf. *girtyi* HASS ;
- à 2 032,07 m : *Gnathodus girtyi* interm. avec *G. girtyi* n. subsp. A et *Lonchodina*.

Cette faune, bien que pauvre et peu variée, permet cependant d'envisager un âge probablement namurien, étant donné la fréquence de la sous-espèce *Gnathodus girtyi* n. subsp. A (forme de passage entre les *Gnathodus* du Viséen et les *Streptognathodus* du Pennsylvanien). D'autre part, l'équivalent du calcaire de l'Issaouane ayant été retrouvé à la profondeur de 1 848 m à Oudoumé 101, on constate que la position de cette sous-espèce dans ce sondage (180 m sous l'équivalent du calcaire de l'Issaouane) montre une certaine similitude avec une de celles qu'elle occupe à Tessalit 101 (120 m sous l'équivalent du calcaire de l'Issaouane) et dans la coupe Ohanet-Polignac (jusqu'à 260 m sous le calcaire de l'Issaouane). Or, on a vu précédemment dans cette coupe, que les 220 m situés immédiatement sous ce banc repère (D) sont attribués au Namurien inférieur grâce aux macrofaune et microfaune. Il est donc vraisemblable d'envisager un âge namurien inférieur pour les niveaux d'Oudoumé 101 étudiés ici.

COUPE DE LA GARA TERSI¹⁹. — Dans cette coupe située au S du Jebel Essaoui Mellène, une soixantaine d'échantillons numérotés de ST 4426 à 4482 ont été prélevés en vue de la recherche des Conodontes. Ils sont échelonnés dans le Dévonien, sur 400 m d'épaisseur, à partir de 150 m de la limite inférieure de cet étage. Quelques-uns seulement se sont révélés positifs après l'attaque à l'acide monochloracétique ; ils proviennent de trois niveaux différents qui sont de la base au sommet :

- un banc de calcaire bleu fétide parallélisé avec le banc R de Polignac et qui se trouve environ 250 m au-dessus de la limite Gothlandien-Viséen.
- un niveau situé à 100 m du banc R a fourni 3 échantillons[▼] fossilifères échelonnés sur 20 m (ST 4469, 4466, 4463) ;

— enfin, un dernier échantillon fossilifère (ST 4461) provient d'une soixantaine de mètres au-dessus du niveau précédent.

La faune de Conodontes livrée par ces trois niveaux groupe les espèces suivantes :

— provenant du banc R de calcaire fétide (échantillons ST 4444, 4481, 4482, 4498, 4500) :

Polygnathus linguiformis HINDE (très nombreux), *P. cf. xylus* STAUF., *Icriodus symmetricus* BR. et MEHL, *I. curvatus* BR. et MEHL, *I. cymbiformis* BR. et MEHL, *I. alternatus* BR. et MEHL, *I. latericrescens* BR. et MEHL, *I. nodosus* ou *expansus*, *Hindeodella priscilla* STAUF., *H. adunca* BISCHOFF, *Angulodus walrathi* HIBBARD, *A. cf. gravis* HUDDLE, *Bryantodus pravus* HOLMES, *Ozarkodina macra* BR. et MEHL, *O. cf. kutscheri* BISCHOFF et ZIEGLER, *Priodina prona* HUDDLE.

L'abondance de *Polygnathus linguiformis* dans cette faune indique un âge dévonien moyen. En outre, plusieurs des espèces qui l'accompagnent sont connues de l'Eifelien supérieur au Givetien inférieur, en particulier *Ozarkodina kutscheri* n'est signalé qu'à partir de l'Eifelien supérieur, tandis que *Polygnathus xylus* et *Hindeodella adunca* ne semblent pas monter au-delà du Givetien inférieur. Les Conodontes permettent donc d'attribuer ce niveau, soit à l'Eifelien supérieur, soit au Givetien inférieur ; ces résultats concordent avec ceux donnés par la macrofaune^{*} récoltée 6 m en-dessous et qui indique un âge emsien supérieur ou eifelien. Remarquons la similitude de cette faune de Conodontes recueillie à la Gara Tersi avec celle provenant du même banc de calcaire bleu fétide de Polignac (banc R). Or, on sait que la macrofaune recueillie dans le banc R de Fort-Polignac (auquel est parallélisé celui de la Gara Tersi) a permis de lui attribuer également un âge eifelien supérieur-givetien inférieur, en particulier un fragment de *Pinacites* (il est très mal conservé) semblerait même préciser l'Eifelien supérieur.

— provenant du 2^e niveau (échantillons ST 4469, 4466 et 4463) :

Icriodus nodosus HUDDLE, *I. symmetricus* BR. et MEHL, *I. latericrescens* BR. et MEHL, *I. expansus* BR. et MEHL, *Ozarkodina macra* BR. et MEHL, *Polygnathus* cf. *eiflia* BISCHOFF et ZIEGLER, *Hindeodella* cf. *austinensis* STAUF.

Cette faune donne moins de précision que la précédente : en effet ces espèces sont connues dans le Dévonien moyen et supérieur ; l'âge qu'elles indiquent semble s'échelonner entre l'Eifelien supérieur (période où apparaît *O. macra*) et le Frasnien (*H. austinensis* ne semble pas connu jusqu'ici dans le Famennien) ; quant à l'espèce *P. eiflia* de l'Eifelien d'Allemagne, étant de création récente (1957) elle ne peut à

19. Coupe levée par B. Keraudren.

elle seule préciser un âge. Or la macrofaune récoltée dans ces niveaux compris entre ST 4469 et 4463 est caractéristique du Frasnien. Donc, ici encore, les Conodontes corroborent la macrofaune, sans toutefois montrer autant de précision que celle-ci.

— enfin l'échantillon ST 4461, le plus élevé stratigraphiquement, a fourni une seule espèce déterminable : *Polygnathus decorosa* STAUF., connue en Allemagne au Givetien supérieur et au Frasnien, aux États-Unis elle monte dans le Famennien (Sheffield formation). La macrofaune récoltée dans ce niveau ne donne pas plus de précisions que les Conodontes puisqu'elle indique un âge probablement dévonien supérieur. Cependant, à la suite de corrélations lithologiques, les géologues de terrain l'attribuent vraisemblablement au Frasnien : en effet, ils ont retrouvé à la Gara Tersi l'équivalent du banc P de la coupe de Polignac et de la série argileuse qui le précède ; or la base de cette série (ST 4461) correspondrait avec le niveau situé à Polignac, immédiatement au-dessus du banc Q d'où l'on a recueilli une macrofaune du Frasnien moyen.

Ainsi le Dévonien de la Gara Tersi semble comparable à celui de Polignac, mais les épaisseurs des dépôts compris entre le banc R et la base de la série argileuse située immédiatement sous le banc P sont plus importantes à la Gara Tersi qu'à Polignac.

RÉCOLTES ISOLÉES DE TAN ELAK. — Provenant de Tan Elak, situé au NW de l'Essaoui-Mellène, deux échantillons calcaires ont été traités à l'acide monochloracétique ; l'un d'eux (ST 4032) a fourni une faune de Conodontes comportant les espèces suivantes :

Gnathodus aff. bilineatus semiglaber BISCHOFF, *Spathognathodus cf. crassidentatus* BR. et MEHL, *Lonchodina cf. subsymmetrica* ULRICH et BASSLER, des fragments d'*Hindeodella*, et de *Pinacognathus* (*Pinacodus*).

Cette faune indique un âge compris entre le Tournaisien et le Viséen inférieur ; notons cependant que le genre *Pinacognathus* n'est connu, en principe, que dans le Mississipien inférieur (équivalent de notre Tournaisien). Les Conodontes ne peuvent permettre ici de préciser davantage, pas plus d'ailleurs que la flore et les Foraminifères récoltés non loin de là dans un niveau identique.

EN RÉSUMÉ, l'étude des Conodontes recueillis au cours des coupes et sondages effectués dans le bassin de Tinrhert a permis d'identifier 27 genres et 75 espèces, qui ont toujours confirmé

les données stratigraphiques fournies par la macrofaune, souvent avec autant de précision que cette dernière. En outre, dans bien des cas où la macrofaune n'était pas suffisamment caractéristique, les Conodontes ont permis à eux seuls de déceler certains niveaux, en particulier le Tournaisien dans la coupe Ohanet-Polignac, ainsi que le Westphalien dans cette même coupe et à Tesselit 101.

II. Bassin d'Adrar-Reggane.

L'étude des Conodontes de ce bassin a été faite au cours de l'année 1958 sur de nombreux échantillons prélevés lors des relevés de différentes coupes (Foum-Hassi-Taibine, El Ahmar, Azzel Matti)²⁰ ainsi que des sondages : Moktar (MK 1), Brini 2 et Mouilah 1 ; seul le premier d'entre eux (MK 1) s'est révélé positif. Au total plus de 200 échantillons ont été traités à l'acide monochloracétique ; parmi eux le quart environ s'est révélé fossilifère.

A ces résultats seront joints ceux obtenus antérieurement à la suite de récoltes de Conodontes effectuées en 1955 et 1956²¹ dans les mêmes régions, et dont l'étude a été confiée à G. Bischoff.

Notons que le Viséen-Namurien du bassin de Reggane a été subdivisé d'après la lithologie en 5 ensembles, les deux premiers seuls formant le Viséen :

- l'ensemble A, essentiellement marneux, de 150 à 300 m d'épaisseur ;
- l'ensemble B, surtout gréseux, de 300 à 450 m d'épaisseur ;
- l'ensemble C, comprenant des calcaires massifs (300 m environ) ;
- l'ensemble D, formé de marnes à intercalations gypseuses (150 m) ;
- l'ensemble E, constitué de couches rouges à caractère continental.

COUPE DE FOUM HASSI TAIBINE. — Cette coupe a traversé le Gothlandien et le Dévonien. Nous étudierons la faune de Conodontes récoltée dans l'un et l'autre de ces deux étages.

1. *Gothlandien*. Une douzaine d'échantillons ont été prélevés dès la base du Gothlandien (SR 183) sur une épaisseur d'environ 450 m, jusqu'en SR 244. Seul ce dernier a fourni des Conodontes ; ce sont *Kockelella variabilis* WALLISER, *Spathognathodus inclinatus* RHODES, *S. cf. primus* BR. et MEHL.

20. Les deux premières coupes relevées par H. Bernard et M. Ziegler, la troisième par P. Dourthe.

21. Au cours de missions de préreconnaissance réalisées par le Bureau de recherches du pétrole avec le concours des services de l'Institut français du pétrole.

La première espèce a été rencontrée dans le Wenlock supérieur et la base du Ludlowien inférieur (z. 30 à 33) des Alpes carniques et d'Allemagne d'où provient le génotype récemment créé par Walliser (1957). Les deux autres espèces sont connues jusqu'ici depuis le Wenlock supérieur (z. 30) jusqu'au Ludlowien supérieur. Or, immédiatement en dessous de ce niveau (SR 244), ont été récoltés des Graptolithes rapportés à l'espèce *Monograptus fritschii* connus des zones 33 à 35, indiquant donc le Ludlowien inférieur. Par conséquent, les Conodontes confirment ici la macrofaune sans être tout à fait aussi précis que cette dernière.

2. *Dévonien*. Une vingtaine d'échantillons (SR 313 à SR 363) ont été prélevés en vue de l'étude des Conodontes, depuis l'Emsien daté par des Brachiopodes jusqu'à la limite présumée entre le Dévonien moyen et supérieur, soit sur une épaisseur de plus de 200 m.

— Les 120 m de base (SR 313 à SR 342) se sont révélés stériles; les 40 m suivants (SR 342 à SR 357) ont fourni peu de formes :

Polygnathus linguiformis HINDE, *Angulodus walrathi* HIBBARD, *Icriodus* sp. indet., *Bryantodus* ou *Ozarkodina* indet., *Prioniodina prona* ? HUDDLE.

Cette faune, par la fréquence de *Polygnathus linguiformis*, suggère un âge dévonien moyen mais sans les précisions que donne ici la macrofaune : celle-ci indique en effet l'Eifelien inférieur en SR 344 et l'Eifelien supérieur ou le Givetien inférieur en SR 346.

— Puis 40 m plus haut que SR 357, un échantillon (SR 363) renfermait les espèces suivantes :

Polygnathus decorosa STAUF., *Ozarkodina regularis* ou *elegans*, *Ligonodina robusta* ? BR. et MEHL, *Angulodus demissus* HUDDLE, *Bryantodus* sp., *Hindeodella* sp., *Roundya* sp., *Prioniodina* sp., *Trichonodella* sp.

Cette faune indique un âge compris entre le Givetien supérieur et le Frasnien, alors qu'ici la macrofaune ne permet pas de dater.

— Enfin un échantillon (SR 430) prélevé au sommet de cette série, soit 565 m au-delà de la limite présumée Givetien-Frasnien, a fourni une très riche faune de Conodontes comprenant 27 espèces ; ce sont ²² :

**Ancyrodella curvata* BR. et MEHL, *A. sp.*, *Ancyrognathus asymmetrica* CAMPBELL, **Angulodus walrathi* HIBBARD, **Bryantodus dignatus* STAUF., *B. aff. biculminatus* ou *aff. mundus*, *B. stratfordensis* STAUF., *Falcodus* ? sp., **Hindeodella germana* HOLMES, *H. sp.*, *Icriodus alternatus* BR. et MEHL, *I. cf. curvatus* BR. et MEHL, **Ligonodina delicata* BR. et MEHL, *L. flexuosa* ? BR. et MEHL, *L. robusta* BR. et MEHL, *L. sp. indet.*, *Lonchodina « dillensis »*, *L. subangulata* ULRICH et BASSLER, *Ozarkodina elegans* STAUF., **O. regularis* BR. et MEHL, **Palmatolepis minuta* ? BR. et MEHL, **P. triangularis* SANNEMANN, *Polygnathus amana*, **P. decorosa* STAUF., **P. normalis* MILLER et YOUNGQUIST, **Prioniodina alata* HINDE,

**P. armata* HINDE, **P. prona* HUDDLE, *P. sp. indet.*, **Roundya aurita* SANNEMANN, *R. robusta* BR. et MEHL, **R. separata* BR. et MEHL.

La plupart de ces espèces sont connues dans tout le Dévonien supérieur ; cependant, d'une part *Palmatolepis triangularis* et *P. minuta* semblent limités au Frasnien et à l'extrême base du Famennien, d'autre part 15 de ces espèces sont communes avec la microfaune récoltée dans le Frasnien sup. (To I δ) des « Rheinischen Schiefergebirge » (Allemagne). Il est donc vraisemblable d'attribuer ce niveau SR 430 au Frasnien supérieur (To I γ-To I δ). Or, dans toute cette série, la macrofaune ne donne aucune précision depuis le niveau qui correspond à l'échantillon SR 347.

— Quant aux récoltes faites antérieurement (1956) et étudiées par G. Bischoff, celles qui proviennent d'échantillons numérotés 2783 et 2784, prélevés dans le Dévonien supérieur de Fourn Hassi Taibine, sont les suivantes ²² :

**Apatognathus lipperti* BISCHOFF, *Acodina* sp., *Bryantodus* sp., *Hindeodella austiniensis* STAUF., **H. deflecta* HIBBARD, **H. germana* HOLMES, *Icriodus alternatus* BR. et MEHL, **I. nodosus* HUDDLE, *Ligonodina* sp., *Lonchodina dillensis*, *L. tenuis* HUDDLE, **Ozarkodina regularis* BR. et MEHL, **Palmatolepis flabelliformis* STAUF., **P. cf. minuta* BR. et MEHL, **P. subperlobata* BR. et MEHL, **P. triangularis triangularis* SANNEMANN, **Polygnathus brevilingua* BR. et MEHL, *P. procera* SANN., **Prioniodina armata* HINDE, **P. smithi* STAUF., **Roundya separata* BR. et MEHL.

Cette faune indique elle aussi le Frasnien supérieur ; en effet la plupart de ces espèces (13 sur 18) sont connues dans le Frasnien supérieur des « Rheinischen Schiefergebirge » (Allemagne).

3. *Viséen*. Au cours du relevé des coupes faites à F. H. Taibine en 1956, des échantillons ont été prélevés également dans la base du Carbonifère. Certains d'entre eux ont fourni des Conodontes identifiés par G. Bischoff :

— l'échantillon JA 2547 provenant d'un niveau Strunien-Tournaisien renfermait *Polygnathus communis* (espèce qui débute avec le sommet du Famennien) ;

— les échantillons numérotés de 2771 à 2775 provenant d'un niveau rapporté par les géologues de terrain à l'ensemble A du Viséen, contenaient : *Gnathodus aff. bilineatus semiglaber* BISCHOFF, *G. cf. bilineatus semiglaber* BISCHOFF, *Ozarkodina roundyi* HASS, *Angulodus walrathi* HIBBARD, *Hindeodella ibergensis* BISCHOFF, *Ligonodina typa* GUNNELL, *L. cf. ortha* COOPER, *Prioniodina subcurvata* ULRICH et BASSLER, *Roundya barnettiana* HASS.

Pour G. Bischoff cette faune indique le Viséen inf. (Cu II γ).

22. Les espèces précédées d'un astérisque sont celles communes avec la faune du Frasnien supérieur (To I δ) des « Rheinischen Schiefergebirge » (G. Bischoff, 1956, Oberdevonische Conodonten aus dem Rheinischen Schiefergebirge).

Ainsi dans la coupe de F. H. Taibine, on constate que la faune de Conodontes et la macrofaune se complètent heureusement : en effet quand l'une et l'autre existent, la première confirme la seconde, le plus souvent avec autant de précision, en outre à certains niveaux où la macrofaune ne s'est pas montrée suffisamment caractéristique, les Conodontes ont permis à eux seuls de préciser l'âge.

COUPE D'EL AHMAR. — Cette coupe a traversé le Gothlandien et le Dévonien. Dans les niveaux calcaires de ce dernier étage, environ 35 échantillons ont été prélevés au cours de 1958 en vue de la recherche de Conodontes.

1. *Dévonien*. Dans le Dévonien inférieur, un premier niveau calcaire a été échantillonné (SR 67 à SR 73) et traité à l'acide monochloracétique sans révéler la présence de Conodontes.

— Les échantillons (SR 95 à SR 106), échelonnés sur 20 m et provenant d'un deuxième niveau calcaire situé à une centaine de mètres au-dessus du précédent et renfermant en outre une macrofaune de l'Emsien, ont fourni les espèces suivantes :

des fragments de *Polygnathus*, *Icriodus* cf. *curvatus* BR. et MEHL, *I. cf. nodosus* BR. et MEHL, *I. cf. symmetricus* BR. et MEHL et un *Icriodus* rappelant *I. latericrescens* BR. et MEHL.

Ces formes sont peu « parlantes » puisqu'elles sont connues depuis le sommet du Dévonien inférieur jusqu'au Dévonien supérieur, sauf *I. latericrescens* qui, d'après G. Bischoff, serait une forme de transition et suggérerait un niveau voisin de la limite Dévonien inférieur-Dévonien moyen.

— A environ 200 m de là en montant dans la série stratigraphique, des échantillons prélevés sur une épaisseur de 75 m (SR 130 à SR 142) ont fourni les espèces suivantes :

Polygnathus linguiformis HINDE, *P. xylus* STAUF., *Angulodus walrathi* HIBBARD, *Hindeodella* cf. *priscilla* STAUF., *Belodus triangularis* STAUF., *Prioniodina prona* HUDDLE, *Ozarkodina* sp., *Spathognathodus* sp.

La fréquence de *P. linguiformis* dans ces niveaux suggère un âge dévonien moyen, alors que la présence de *P. xylus* (SR 136) précise soit l'Eifelien supérieur, soit le Givetien inférieur. Or la macrofaune recueillie entre SR 130 et SR 136 indique le Givetien inférieur tandis qu'entre SR 137 et 146 les Goniatites identifiées indiquent le Givetien supérieur.

— Enfin dans la partie supérieure du Dévonien de cette coupe, trois échantillons ont fourni les espèces suivantes :

— SR 158 : *Polygnathus* sp.

— SR 162 : *Ancyrodella rotundiloba* BRYANT, *A. rugosa*

BR. et MEHL, *A. sp. indet.*, *Hindeodella austinensis* STAUF., *H. sp. indet.*

— SR 177 : *Polygnathus decorosa* STAUF. et *P. cf. normalis* MILLER et YOUNGQUIST.

La présence d'*Ancyrodella rotundiloba* et d'*A. rugosa* indique pour SR 162 un âge givetien supérieur ou frasnien inférieur (To I α). Quant aux deux espèces recueillies en SR 177, elles sont connues dans le Givetien supérieur et le Frasnien. Donc les Conodontes permettent d'attribuer ces niveaux vraisemblablement au Frasnien, d'autant plus que l'échantillon SR 159, situé plus bas dans la série stratigraphique, a fourni des Polypiers du Frasnien.

Quant aux récoltes provenant de l'échantillonnage de 1956, elles ont permis à G. Bischoff qui les a étudiées, d'y reconnaître :

— la limite Givetien-Frasnien, grâce à la faune fournie par l'échantillon n° 1380 : *Ancyrodella rotundiloba* BRYANT, *A. rugosa* BR. et MEHL, *Angulodus walrathi* HIBBARD, *Bryantodus* sp., *Falcodus* sp., *Hindeodella austinensis* STAUF., *Ligonodina* cf. *delicata* BR. et MEHL, *Ozarkodina elegans* STAUF., *O. regularis* BR. et MEHL, *Polygnathus* cf. *dubia dubia* HINDE, *P. normalis* MILLER et YOUNGQUIST, *Prioniodina prona* HUDDLE.

— le Frasnien, la faune provenant des échantillons n°s 1379 et 1378 renfermait les espèces : *Ancyrodella curvata* BR. et MEHL, *Ancyrognathus triangularis* YOUNGQUIST, *Hindeodella germana* HOLMES, *Icriodus curvatus* BR. et MEHL, *I. nodosus* HUDDLE, *Nothognathella abnormis* BR. et MEHL, *Ozarkodina regularis* BR. et MEHL, *Polygnathus decorosa* STAUF., *P. normalis* MILLER et YOUNGQUIST, *Prioniodina cultrata* ULRICH et BASSLER, *Roundya separata* BR. et MEHL.

— le Famennien, les échantillons numérotés de 1377 à 1372 ont fourni les espèces suivantes : *Angulodus walrathi* HIBBARD, *Hindeodella acuta* BR. et MEHL, *H. corpulenta* BR. et MEHL, *H. germana* HOLMES, *H. ibergensis* BISCHOFF, *Icriodus* aff. *cornutus* SANNEMANN, *Ligonodina* sp., *Lonchodina* sp., *Ozarkodina arcuata* BR. et MEHL, *O. regularis* BR. et MEHL, *Pelekysgnathus communis* THOMAS, *Polygnathus semicostata* BR. et MEHL, *P. symmetrica* BR., *Prioniodella ? torta* BR. et MEHL, *Prioniodina prona* HUDDLE, *Roundya separata* BR. et MEHL, *Spathognathodus crassidentatus* BR. et MEHL, *S. cf. inornatus* BR. et MEHL, *S. stabilis* BR. et MEHL, *S. tridentatus* BR. Cette dernière espèce qui se trouve dans les échantillons n°s 1376 et 1372 débute au sommet du Famennien.

2. *Dinantien*. Au cours du premier échantillonnage de 1956, des échantillons ont été prélevés également dans le Dinantien. Certains d'entre eux, dont les numéros suivent, renfermaient :

— n° 1367 : *Polygnathus communis* BRANSON et MEHL (espèce qui débute au sommet du Famennien et se poursuit jusqu'à la base du Viséen sup.) ;

— n°s 1361-1360 provenant du Viséen complexe A : *Gnathodus* aff. *bilineatus semiglaber* BISCHOFF, *G. bilineatus semiglaber* BISCHOFF, *Hindeodella ibergensis* BISCHOFF, *Ligonodina ortha* COOPER, *Ozarkodina roundyi* HASS, *Prioniodina* sp. ;

— n° 1353 provenant du Viséen complexe B : *Gnathodus bilineatus semiglaber* BISCHOFF.

COUPE D'AZZEL MATTI. — Provenant de cette coupe, environ 50 échantillons ont été prélevés dans le Dévonien supérieur et le Carbonifère en vue de la recherche de Conodontes ; près de la moitié d'entre eux se sont révélés fossilifères. Ce sont en montant dans la série stratigraphique :

— dans le *Dévonien supérieur*, les échantillons SR 1011 et 1022 qui ont fourni : *Icriodus nodosus* HUDDLE, *Spathognathodus*, *Angulodus*, *Hindeodella*, *Lonchodina* ;

— dans le *Tournaisien* les échantillons SR 1035, 1057, 1061 et 1068 qui renfermaient : *Gnathodus aff. bilineatus semiglaber* BISCHOFF et *Ligonodina indet.* ;

— dans « l'ensemble A » du *Viséen*, 15 échantillons numérotés de SR 1071 à 1184 contenaient : *Gnathodus aff. bilineatus semiglaber* BISCHOFF, *G. girtyi* HASS, *Hindeodella indet.*, *Ligonodina indet.* ;

— dans « l'ensemble D » (*Namurien*), les échantillons SR 1372, 1418 et 1443 ont fourni : *Gnathodus bilineatus bilineatus* ROUNDY, *Ligonodina cf. levis* BR. et MEHL, *Lonchodina* ? cf. *torta* BR. et MEHL, *Prioniodina cassilaris* BR. et MEHL.

Contrairement aux coupes précédentes, les Conodontes sont ici très peu abondants et ne donnent, par suite, que de bien faibles renseignements ; ils ne font que confirmer l'âge attribué aux différents niveaux ; peut-être précisent-ils cependant le Viséen A puisque *Gnathodus aff. bilineatus semiglaber* ne semble pas connu jusqu'ici au-delà du Viséen inférieur.

SONDAGE MOKTAR 1. — Au cours de ce sondage, 20 échantillons ont été prélevés dans le Viséen-Namurien et le Dévonien en vue de l'étude des Conodontes ; 6 d'entre eux se sont révélés fossilifères :

— 1 provenant de la carotte 2 (174 m) a fourni *Gnathodus girtyi* HASS, ce qui confirme le « Viséen C » (*Namurien*) sans le préciser ;

— 4 de la carotte 7 (591 ; 592,50 ; 594 ; 594,20 m) renfermaient tous *Gnathodus aff. bilineatus semiglaber* BISCHOFF, qui débute avec le Tournaisien, mais vit aussi dans le Viséen inférieur. Les Conodontes confirment donc l'âge tournaisien attribué à ce niveau, sans toutefois le préciser ;

— 1 échantillon provenant de la carotte 12 (660,20 m) n'a donné que des fragments indéterminables.

RÉCOLTES DE 1956. — Les récoltes de Conodontes qui suivent ont été recueillies dans des échantillons prélevés au cours d'une coupe et de différents sondages effectués dans le bassin de Reggane en 1956 ; elles ont été étudiées par G. Bischoff, et proviennent de Tazoult, KT 2 bis, KT 6.

Coupe de Tazoult. Les échantillons ont été prélevés dans le Namurien inférieur, entre ce que les géologues de cette région ont convenu d'appeler les bancs O et P de Reggane, appartenant au complexe C du Viséen-Namurien (le banc P fait la limite entre les complexes C et D). Les espèces identifiées sont les suivantes :

Angulodus walrathi HIBBARD, *Cavusgnathus cristatus* BR. et MEHL, *Gnathodus bilineatus bilineatus* ROUNDY, *G. girtyi* HASS, *G. girtyi nov. subsp.* A. BISCHOFF, *G. commutatus commutatus* BR. et MEHL, *Hindeodella germana* HOLMES, *Lonchodina* ? *recurvata* BISCHOFF, *Mestognathus beckmanni* BISCHOFF, *Metalonchodina bidentata* ? GUNNEL, *Ozarkodina roundyi* HASS, *Prioniodina alatoidea* COOPER, *P. cf. alternata* ULRICH et BASSLER, *P. cassilaris* BR. et MEHL, *P. prona* HUDDLE, *P. varians* BR. et MEHL, *Roundya sp.*, *Spathognathodus cristula* YOUNGQUIST et MILLER, *S. minutus* ELLISON.

Sondage Kahal Tabelbala 2 bis (KT 2 bis). Les échantillons ont été prélevés dans le complexe D, entre 137 m et 275 m (banc P) ainsi que dans la partie supérieure de l'ensemble C (jusqu'au banc O). Les espèces identifiées sont les suivantes :

— ensemble D (137-250 m) : *Angulodus walrathi* HIBBARD, *Cavusgnathus cristata* BR. et MEHL, *C. laetus* GUNNEL, *Gnathodus bilineatus bilineatus* ROUNDY, *G. commutatus commutatus* BR. et MEHL, *G. commutatus nodosus* BISCHOFF, *G. girtyi nov. subsp.* A. BISCHOFF, *Hindeodella ibergensis* BISCHOFF, *Ligonodina fragilis* HASS, *L. levis* BR. et MEHL, *L. ortha* COOPER, *Lonchodina* ? *recurvata* BISCHOFF, *Ozarkodina roundyi* HASS, *Prioniodina alatoidea* COOPER, *P. alternata* ULRICH et BASSLER, *P. barbata* BR. et MEHL, *P. cassilaris* BR. et MEHL, *P. prona* HUDDLE, *Spathognathodus cristula* YOUNGQUIST et MILLER, *S. minuta* ELLISON ;

— ensemble C (275-426 m) : *Angulodus walrathi* HIBBARD, *Cavusgnathus cristata* BR. et MEHL, *Gnathodus bilineatus bilineatus* ROUNDY, *G. commutatus nodosus* BISCHOFF, *G. girtyi n. subsp.* A. BISCHOFF, *Ligonodina levis* BR. et MEHL, *Mestognathus beckmanni* BISCHOFF, *Ozarkodina roundyi* HASS, *Prioniodina alatoidea* COOPER, *P. alternata* ULRICH et BASSLER, *P. barbata* BR. et MEHL, *P. cassilaris* BR. et MEHL, *P. prona* HUDDLE, *Spathognathodus cristula* YOUNGQUIST et MILLER.

Sondage Kahal Tabelbala 6 (KT 6). Comme pour le précédent sondage, les échantillons ont été prélevés ici, dans l'ensemble D, entre 147 et 253 m (banc P), ainsi que dans la partie supérieure de l'ensemble C (jusqu'au banc O). Les espèces identifiées sont les suivantes :

— ensemble D (147-237 m) : *Angulodus walrathi* HIBBARD, *Cavusgnathus cristata* BR. et MEHL, *Gnathodus commutatus*, *G. girtyi n. subsp.* A. BISCHOFF, *Hindeodella sp.*, *Ligonodina levis* BR. et MEHL, *L. typa* GUNNEL, *Mestognathus beckmanni* BISCHOFF, *Ozarkodina sp.*, *Prioniodina cassilaris* BR. et MEHL, *Roundya sp.*, *Spathognathodus cristula* YOUNGQUIST et MILLER ;

— ensemble C (253-400 m) : *Cavusgnathus cristatus* BR. et MEHL, *Hindeodella sp.*, *Ozarkodina sp.*, *Roundya sp.*, *Spathognathodus cristula* YOUNGQUIST et MILLER.

On constate que la faune de Conodontes est semblable, à Tazoult, à KT 6 et à KT 2 bis, aussi bien dans les niveaux rapportés à l'ensemble C (compris entre les bancs O et P) que dans ceux rapportés à l'ensemble D²³ ; ce qui laisse supposer que les ensembles C et D font

23. Également quelques échantillons provenant des mêmes ensembles (C et D) à F. H. Taïbine ainsi qu'à El Ahmar ont fourni une faune de Conodontes analogue.

partie d'une même unité stratigraphique, vraisemblablement le Namurien inférieur ; en effet, on sait que l'homologue du banc O de Reggane a été retrouvé à Tinrhert dans la partie de base du Namurien inférieur daté (c'est le banc G qui se trouve en effet immédiatement au-dessus d'un niveau renfermant *Cravenoceras* cf. *gairense*, banc G qui présente des microfaciès¹⁸ analogues à ceux du banc O de Reggane). Ajoutons que dans ces coupes et sondages du bassin de Reggane, même à KT 2 bis où la faune de Conodontes est bien représentée dans l'ensemble D, on ne trouve pas les genres *Streptognathodus* et *Idiognathodus* si caractéristiques du Pennsylvanien et qui ne manquent pas à Tinrhert. Ceci montre que, jusqu'ici, à Reggane, ni le Namurien supérieur, ni le Westphalien ne sont prouvés paléontologiquement.

EN RÉSUMÉ, l'étude des Conodontes recueillis au cours des coupes et sondages effectués dans le bassin d'Adrar Reggane a permis d'identifier 93 espèces. Assez abondante dans le Dévonien, cette faune y a précisé la stratigraphie, là où la macrofaune n'était pas suffisamment caractéristique. Pauvre dans les niveaux Strunien-Tournaisien ainsi que dans le Viséen (ensembles A et B), elle s'est montrée assez riche dans le Namurien inférieur (ensembles C et D), en même temps que pleine d'intérêt par sa ressemblance étroite avec celle recueillie dans le Namurien inférieur de la coupe Ohanet-Polignac (bassin de Fort-Polignac) étudiée précédemment.

III. Bassin du Jebel Bechar.

L'étude des Conodontes de ce bassin a été faite sur une centaine d'échantillons prélevés dans des formations bien datées²⁴ allant du Strunien au Namurien inférieur compris. Parmi ces échantillons, le tiers environ s'est révélé fossilifère, livrant une vingtaine d'espèces de Conodontes.

Nous étudierons cette faune successivement dans chacun des niveaux fossilifères.

— Dans le *Strunien*, l'échantillon S 2001 a fourni : *Pseudopolygnathus* ? sp. et *Polygnathus* sp.

— Au sommet du *Tournaisien*, S 2003 provenant de la formation d'Hassi Sguilma S a livré :

Siphonodella duplicata BR. et MEHL, *Prioniodina* cf. *barbata* BR. et MEHL, *Polygnathus communis* BR. et MEHL, *Pseudopolygnathus*, *Hindeodella* sp., *Ozarkodina* sp.

La présence de nombreux exemplaires de *Siphonodella duplicata*, espèce vivant surtout

au Tournaisien supérieur (Cu II α β des auteurs allemands), suffit à confirmer l'âge donné ici par la macrofaune.

— Dans le *Viséen inférieur*, les échantillons S 2107 provenant de la formation d'Hassi Sguilma N et S 2106 provenant de celle d'El Hariga ont permis d'identifier :

Polygnathus orthoconstricta THOMAS, *Hindeodella* cf. *segaformis* BISCHOFF, *Gnathodus* aff. *bilineatus semiglaber* BISCHOFF, *Gnathodus* cf. *texanus* ROUNDY, *Ozarkodina roundyi* HASS, *Ligonodina ortha* COOPER, *Prioniodina* sp., *Bryantodus* sp.

Ces espèces vivent dans tout le Viséen à l'exception des deux premières limitées au Viséen inférieur (Cu II γ de la stratigraphie allemande) ; or cet âge est celui donné également par la macrofaune.

— Dans le *Viséen supérieur*, à la base les échantillons S 2004 et 2105 provenant du Mazzer, formation qui correspond à la base du Viséen supérieur (base de P) ont fourni :

Gnathodus cf. *girtyi* HASS, *G. commutatus commutatus* BR. et MEHL, *G. bilineatus bilineatus* ROUNDY, *Prioniodina alatoidea* COOPER, *Hindeodella* sp., *Ligonodina* sp.

Cette faune indique un âge viséen supérieur : *Gnathodus bilineatus bilineatus* n'étant pas connu avant Cu III α ; ici les Conodontes confirment donc la macrofaune sans être aussi précise ; cette dernière en effet révèle pour ce niveau un âge : extrême base du Viséen supérieur (P 1).

Puis en s'élevant dans la série, les échantillons S 2014, S 2097, S 2027 S 2028, S 2094 et S 2095, provenant des formations du Boulmane et Zousfana qui correspondent au sommet du Viséen supérieur (P 2), ont fourni :

Gnathodus girtyi HASS, *G. girtyi* nov. subsp. A BISCHOFF, *G. commutatus commutatus* BR. et MEHL, *G. texanus* ROUNDY, *Prioniodina alternata* ULRICH et BASSLER.

La nouvelle sous-espèce de *Gnathodus girtyi* semble confirmer le sommet du Viséen supérieur, en effet on ne l'a pas trouvée plus bas stratigraphiquement dans les bassins d'Adrar et de Fort-Polignac.

— Au *Namurien inférieur*, dans les échantillons S 2088, 2031, 2035, 2078, 2038 provenant d'El Guelmouna, on a recueilli :

Gnathodus bilineatus bilineatus ROUNDY, *G. girtyi* HASS, *G. girtyi* nov. subsp. A BISCHOFF, *Spathognathodus*, *Cavusgnathus* sp. indet.

La présence du genre *Cavusgnathus* annonce le Namurien inférieur précisé par la macrofaune (base E 1 du Namurien inférieur).

Plus haut dans la série, les échantillons S 2039, 2041, 2043, 2045 provenant des for-

24. Déterminations de C. Pareyn qui a lui-même prélevé les échantillons pour Conodontes.

	POLIGNAC-TINRHERT	ADRAR-REGGANE		J. BECHAR
TOURNAISIEN « Hannibal » = « Bushberg » ¹	Riche faune dont : <i>Siphonodella</i> <i>Polygnathus communis</i> <i>Gnathodus aff. bilineatus semiglaber</i>	<i>P. communis</i> <i>G. aff. bilineatus semiglaber</i>		<i>Siphonodella duplicata</i> <i>P. communis</i> <i>Prioniodina cf. barbata</i>
VISÉEN Viséen d'Allemagne et Mississipien moyen des U. S. A.	Base : <i>Gnathodus girtyi</i> <i>Hindeodella cf. lineata</i> <i>Metalonchodina bidentata</i> ? <i>Roundya barnettana</i> Sommet : <i>Taphrognathus varians</i> <i>Gnathodus girtyi nov. subsp. A</i>	Ensemble « A » <i>G. aff. bilineatus semiglaber</i> <i>G. bilineatus semiglaber</i> <i>G. girtyi</i> <i>Ligonodina typa</i> <i>L. ortha</i> <i>Ozarkodina roundyi</i> <i>Roundya barnettana</i> Ensemble « B » <i>G. bilineatus semiglaber</i>		Inférieur : <i>G. aff. bilineatus semiglaber</i> <i>Gnathodus cf. texanus</i> <i>Polygnathus orthoconstricta</i> <i>Hindeodella cf. segaformis</i> <i>Ligonodina ortha</i> ? <i>Ozark. roundyi</i> Supérieur : <i>Gnath. texanus</i> , <i>G. girtyi</i> <i>G. bilineatus bilineatus</i> <i>G. commutatus commutatus</i> <i>Prioniodina alternata</i> , <i>P. alatoidea</i> <i>Gnath. girtyi nov. subsp. A</i>
NAMURIEN INFÉRIEUR « Barnett » ²	<i>Gnathodus girtyi</i> <i>G. girtyi nov. subsp. A</i> <i>G. commutatus</i> <i>G. roundyi</i> <i>Metalonchodina bidentata</i> <i>Cavusgnathus cristata</i> <i>Mestognathus beckmanni</i> <i>Spathognathodus minutus</i> <i>Ozarkodina roundyi</i> <i>O. delicatula</i> <i>Ligonodina fragilis</i> <i>L. levis</i> <i>Taphrognathus varians</i> ? <i>Prioniodina cassilaris</i> (Tesselit 101)	Ensemble « C » <i>G. girtyi</i> <i>G. girtyi nov. subsp. A</i> <i>G. commutatus</i> <i>G. bilineatus bilin.</i> <i>Met. bidentata</i> ? <i>C. cristata</i> <i>M. beckmanni</i> <i>S. minutus</i> <i>S. cristula</i> <i>O. roundyi</i> <i>L. levis</i> <i>Lonchodina ? recurvata</i> <i>Prioniodina prona</i> <i>P. cassilaris</i> <i>P. alatoidea</i> <i>P. alternata</i> <i>P. barbata</i> <i>P. varians</i>	Ensemble « D » <i>G. girtyi nov. subsp. A</i> <i>G. commutatus</i> <i>G. bilin. bilin.</i> <i>Cavusgnathus lautus</i> <i>C. cristata</i> <i>M. beckmanni</i> <i>S. minutus</i> <i>S. cristula</i> <i>O. roundyi</i> <i>L. fragilis</i> <i>L. levis</i> <i>L. ortha</i> <i>L. typa</i> <i>Lonch. ? recurvata</i> <i>P. prona</i> <i>P. cassilaris</i> <i>P. alatoidea</i> <i>P. alternata</i> <i>P. barbata</i>	<i>G. girtyi</i> <i>G. girtyi nov. subsp. A</i> <i>G. commutatus</i> <i>G. bilineatus bilineatus</i> <i>C. cristata</i> <i>S. cristula</i> <i>O. roundyi</i>
WESTPHALIEN « Série des Moines » ³	<i>Spathognathodus minutus</i> , <i>Ozark. roundyi</i> <i>Idiognathodus claviformis</i> <i>I. delicatus</i> <i>I. lanceolatus</i> <i>Streptognathodus cancellatus</i> <i>S. delicatulus</i> <i>S. tenuis</i> <i>Prioniodina microdonta</i> <i>P. cf. cacti</i>			

TABL. 2. — Liste comparative des faunes de Conodontes récoltées dans le Carbonifère des bassins sahariens considérés.

Formations des États-Unis renfermant une faune de Conodontes analogues. 1 : « Hannibal » et « Bushberg » qui pour les auteurs correspond à un âge tournaisien. — 2 : « Barnett » qui, pour certains auteurs, équivaut à l'ensemble Viséen sup.-Namurien inf., pour d'autres, comme Plummer (voir Hass (1953) : Conodontes of the Barnett formation of Texas, p. 70), est contemporain du « Chester », c'est-à-dire de notre Namurien inf. — 3 : série des Moines qui, pour tous les auteurs, se place dans le Westphalien ; la discussion est la suivante : à quels niveaux du Westphalien (A ?, B ?, C ? ou D ?) correspond-elle ?

mations : Hid el Kef et Djenien, que la macrofaune permet de rapporter au sommet (E 2) du Namurien inférieur ont fourni :

Gnathodus bilineatus bilineatus ROUNDY, *G. commutatus commutatus* BR. et MEHL, *G. commutatus nodosus* HUDDLE, *G. girtyi* nov. subsp. A BISCHOFF, *Hindeodella iberensis* BISCHOFF, *Ozarkodina* cf. *roundyi* HASS. *Cavusgnathus cristatus* BR. et MEHL, *Spathognathodus cristata* YOUNGQUIST et MILLER.

Les deux dernières espèces, en indiquant un âge namurien inférieur, confirment la macrofaune.

En résumé, bien que peu abondante, cette faune de Conodontes, recueillie dans le J. Béchar, du Strunien au Namurien inférieur, présente cependant un intérêt évident ; on constate

que dans l'ensemble, sans être toujours aussi précise que la macrofaune, elle a permis ici de dater les principaux niveaux, confirmant la macrofaune.

*
* *

Le tabl. 2 récapitule la répartition stratigraphique de la faune de Conodontes récoltée dans le Carbonifère des bassins sahariens envisagés (Fort-Polignac, Adrar, J. Béchar). Il montre en outre la similitude de faunes, d'une part entre les ensembles « C » et « D » du bassin d'Adrar, d'autre part entre ces deux ensembles et le Namurien daté, aussi bien à Fort-Polignac qu'au J. Béchar.

France métropolitaine.

En vue de la recherche des Conodontes dans le Paléozoïque de France, une centaine d'échantillons ont été prélevés au cours de l'année 1958 dans les Pyrénées orientales et à la suite de différentes coupes levées dans le massif de la Montagne Noire.

Pyrénées.

La série paléozoïque des Pyrénées orientales est divisée en deux termes superposés au Cristallin métamorphique de la zone axiale : d'une part le Paléozoïque inférieur (Cambro-Ordovicien ?) avec à son sommet la « série de Jujols », d'autre part le Paléozoïque supérieur allant de l'Ordovicien supérieur (Ashgill daté) au Viséen, dont la base comporte un horizon à lydiennes.

Une cinquantaine d'échantillons ont été prélevés depuis la série de Jujols jusqu'au Viséen au cours d'une excursion de la Société géologique de France ; ces échantillons se présentent donc sans ordre et n'appartiennent à aucune coupe continue. Traités à l'acide monochloracétique, 18 d'entre eux provenant des niveaux inférieurs (série de Jujols, Ashgill, Gothlandien, Dévonien inf.) se sont tous montrés azoïques, tandis que parmi ceux prélevés dans le Dévonien supérieur et le Viséen, 17 étaient fossilifères fournissant une faune intéressante de Conodontes.

1. Dans le *Dévonien supérieur* présumé, les espèces identifiées ont permis :

— d'une part de préciser un âge frasnien pour les échantillons numérotés MM 820—822—823 qui ont fourni la faune suivante :

Apatognathus cf. *lipperti* BISCHOFF, *Nothognathella iovaensis* YOUNGQUIST, *Polygnathus peracuta* BRYANT, *Spathognathodus* cf. *sannemani* BISCHOFF et ZIEGLER, *Ligonodina* cf. *typa* GUNNELL, *Palmatolepis glabra* BR. et MEHL, *P. minuta* BR. et MEHL, *P. cf. triangularis* SANNE-MANN, *Prioniodina alata* HINDE, *Roundya* cf. *separata* BR. et MEHL, *Melhina gradatus* YOUNGQUIST, *Hindeodella* indet.

Les quatre premières espèces citées semblent en effet s'éteindre avec le Frasnien.

— d'autre part, les Conodontes recueillis dans les échantillons MM 846 à 849 indiquent pour ceux-ci un âge non dévonien supérieur mais tournaisien supérieur (Cu II α β) ou viséen inférieur (Cu II γ), cette dernière précision est fondée sur la présence dans les échantillons MM 847 et 849 de *Gnathodus commutatus punctatus* BISCHOFF et *Polygnathus orthoconstricta* THOMAS (le premier en effet semble débiter en Cu II γ tandis que le second s'éteint avec Cu II γ).

Les autres espèces recueillies dans ce niveau sont :

Polygnathus communis BR. et MEHL, *P. inornata* BR., *Ozarkodina roundyi* HASS, *Bryantodus* cf. *scitulus* BR. et MEHL, *Hindeodella* cf. *germana* HOLMES, *Prioniodina* cf. *alatoidea* COOPER, *Falcodus* sp., *Spathognathodus crassidentatus* BR. et MEHL, *S. ? cf. abnormis* BR. et MEHL, *Roundya delicata* MEHL et THOMAS, *Siphonodella* cf. *duplicata* BR. et MEHL, *Gnathodus bilineatus* ROUNDY.

Toutes sont connues dès le Tournaisien supérieur (Cu II α β) et la présence du genre *Siphonodella*, caractéristique en Allemagne de cette sous-zone, ne rend pas impossible, l'attribution de ce niveau au Tournaisien supérieur.

2. Dans le *Viséen* présumé, les Conodontes recueillis [confirment cet âge, tout en préci-

sant pour certains niveaux et suggérant pour d'autres le Viséen inférieur.

— les échantillons numérotés de MM 830 à 834 ont fourni :

Gnathodus cf. bilineatus ROUNDY, *G. cf. perplexus* BR. et MEHL, *Spathognathodus cf. pulcher* BR. et MEHL, *S. cf. delicatus* BR., *Lonchodus simplex* PANDER.

Ces espèces sont connues aux États-Unis dans les formations de la base du Mississipien indiquant donc un âge, soit tournaisien, soit viséen tout à fait inférieur.

— les échantillons numérotés de MM 835 à 837 ont fourni :

Polygnathus orthoconstricta THOMAS, *P. communis* BR. et MEHL, *Hindeodella segaformis* BISCHOFF, *Bryantodus cf. planus* BR. et MEHL, *Gnathodus aff. bilineatus semiglaber* BISCHOFF, *Scaliognathus anchoralis* BR. et MEHL.

Cette faune indique un âge viséen inférieur, en particulier *Scaliognathus anchoralis* caractérise en Allemagne la sous-zone Cu II γ (viséen inférieur).

— les échantillons numérotés de MM 838 à 845 ont fourni :

Polygnathus cf. inornata BR., *Pseudopolygnathus multistriata* MEHL et THOMAS, *Spathognathodus sp.*, *Gnathodus bilineatus* ROUNDY, *G. texanus* ROUNDY, *Angulodus walrathi* HIBBARD, *Hindeodella germana* HOLMES, *Lonchodina discreta* ULRICH et BASSLER, *Prioniodina cf. alatoidea* COOPER.

Cette faune indique un âge compris entre le Tournaisien et la base (Cu III α) du Viséen supérieur. Ces niveaux appartiennent donc vraisemblablement encore au Viséen inférieur.

On voit donc que ces quelques récoltes de Conodontes ont permis de préciser l'âge de niveaux assez mal datés jusqu'ici.

Montagne Noire.

Au cours de 1958, parmi quelques coupes effectuées dans la Montagne Noire par P. Dubois : coupe du Glauzy, de Vailhan, de l'Escandolgue (fig. 3), cette dernière seule a permis de recueillir une faune de Conodontes particulièrement riche, aussi bien en espèces qu'en individus.

COUPE DU GLANZY. — Une seule espèce de Conodonte y a été recueillie dans l'Ashgill daté : *Scyphiodus cf. primus* STAUFFER 1935. Cette espèce est connue dans l'Ordovicien moyen du Minnesota.

COUPE DE L'ESCANDOLGUE. — Il s'agit d'une coupe intéressant une série renversée comprenant le Viséen inférieur daté par Goniates, surmonté par une série calcaire rattachée au

Dévonien supérieur. Parmi les 11 échantillons qui y ont été prélevés et traités à l'acide monochloracétique, 9 ont donné de très nombreux Conodontes. Ces derniers indiquent :

— un âge dévonien supérieur pour les échantillons recueillis à partir du sommet de la série calcaire et numérotés de S 3536 à S 3544. Les espèces identifiées sont :

Hindeodella acuta BR. et MEHL, *Icriodus cf. curvatus* BR. et MEHL, *Ligonodina delicata* BR. et MEHL, *L. falciformis* ULRICH et BASSLER, *Nothognathella ? abnormis* BR. et MEHL, *Ozarkodina elegans* STAUFFER, *Palmatolepis glabra* BR. et MEHL, *P. gracilis* BR. et MEHL, *P. minuta* BR. et MEHL, *P. quadrantinodosalobata* SANNEMANN, *P. subperlobata* BR. et MEHL, *P. triangularis* SANNEMANN, *Polygnathus cf. aspera* HUDDLE, *P. brevilamina* BR. et MEHL, *P. communis* BR. et MEHL, *P. normalis* MILLER et YOUNGQUIST, *Prioniodina prona* HUDDLE, *Roundya sp.*, *Spathognathodus fissilis* BR. et MEHL.

La présence de *Palmatolepis quadrantinodosalobata* dans l'échantillon S 3538 permet d'envisager un âge qui n'est pas postérieur au Famennien inférieur (To II α) pour les niveaux compris entre S 3536 et 3538, cette espèce en effet s'éteint au sommet de To II α ;

— la limite Dévonien sup. — Viséen inf. pour l'échantillon S 3545. En effet, parmi plus de 30 espèces représentées dans cet échantillon en de nombreux exemplaires, une vingtaine appartiennent au Dévonien supérieur et 10 au Viséen inférieur. Ce sont :

— en ce qui concerne, les espèces du Dévonien supérieur : *Ancyrodella curvata* BR. et MEHL, *cf. Apatognathus*, *Bryantodus cf. nitidus* ULRICH et BASSLER, *Hindeodella acuta* BR. et MEHL, *H. germana* HOLMES, *Icriodus alternatus* BR. et MEHL, *I. curvatus* BR. et MEHL, *I. nodosus* HUDDLE, *Ligonodina falciformis* ULRICH et BASSLER, *Lonchodina discreta* ULRICH et BASSLER, *cf. Nothognathella abnormis* BR. et MEHL, *Palmatolepis glabra* BR. et MEHL, *P. minuta* BR. et MEHL, *P. perlobata* ULRICH et BASSLER, *P. subperlobata* BR. et MEHL, *P. triangularis* SANNEMANN, *Polygnathus inornata* BR., *P. ordinata* BRYANT, *Prioniodina prona* HUDDLE, *Roundya aurita* SANNEMANN, *R. separata* BR. et MEHL, *Spathodus ? ornatus* BR. et MEHL.

Parmi ces espèces, 14 sont connues dans le Famennien inf. (To II α) d'Allemagne.

— en ce qui concerne les espèces du Viséen inférieur, ce sont : *Bryantodus cf. planus* BR. et MEHL, *Gnathodus commutatus punctatus* BISCHOFF, *G. girtyi* HASS, *G. texanus* ROUNDY, *Hindeodella undata* BR. et MEHL, *Ligonodina typa* GUNNELL, *Ozarkodina roundyi* HASS, *Polygnathus orthoconstricta* THOMAS, *Prioniodina barbata* BR. et MEHL, *Scaliognathus anchoralis* BR. et MEHL.

Cette faune typiquement viséenne, surtout par ses *Gnathodus*, est en outre à limiter au Viséen inférieur (Cu II γ) grâce à la présence de *Scaliognathus anchoralis*, caractéristique, en Allemagne, de cette zone CU II γ .

— enfin un âge viséen inférieur (Cu II γ) pour l'échantillon S 3546, le plus inférieur de cette coupe, qui a livré une faune comprenant les espèces suivantes :

Gnathodus bilineatus ROUNDY, *G. cf. commutatus* BR. et MEHL, *G. girtyi* HASS, *G. texanus* ROUNDY, *Hindeodella segaformis* BISCHOFF, *Polygnathus cf. inornata* ? BR., *P. orthoconstricta* THOMAS, *Scaliognathus anchoralis* BR. et MEHL.

On voit donc, dans cette coupe de l'Escandolgue, les Conodontes en parfait accord avec la stratigraphie de terrain.

En outre, de nombreuses coupes ont été faites en 1956-1957, également par P. Dubois, en vue de la recherche des Conodontes, aussi bien dans la partie orientale de la Montagne Noire (pic de Bissous, route de Laurenque, Mont-Peyroux) que dans sa partie occidentale (combe d'Izarne, la Mantresse, Coumiac,

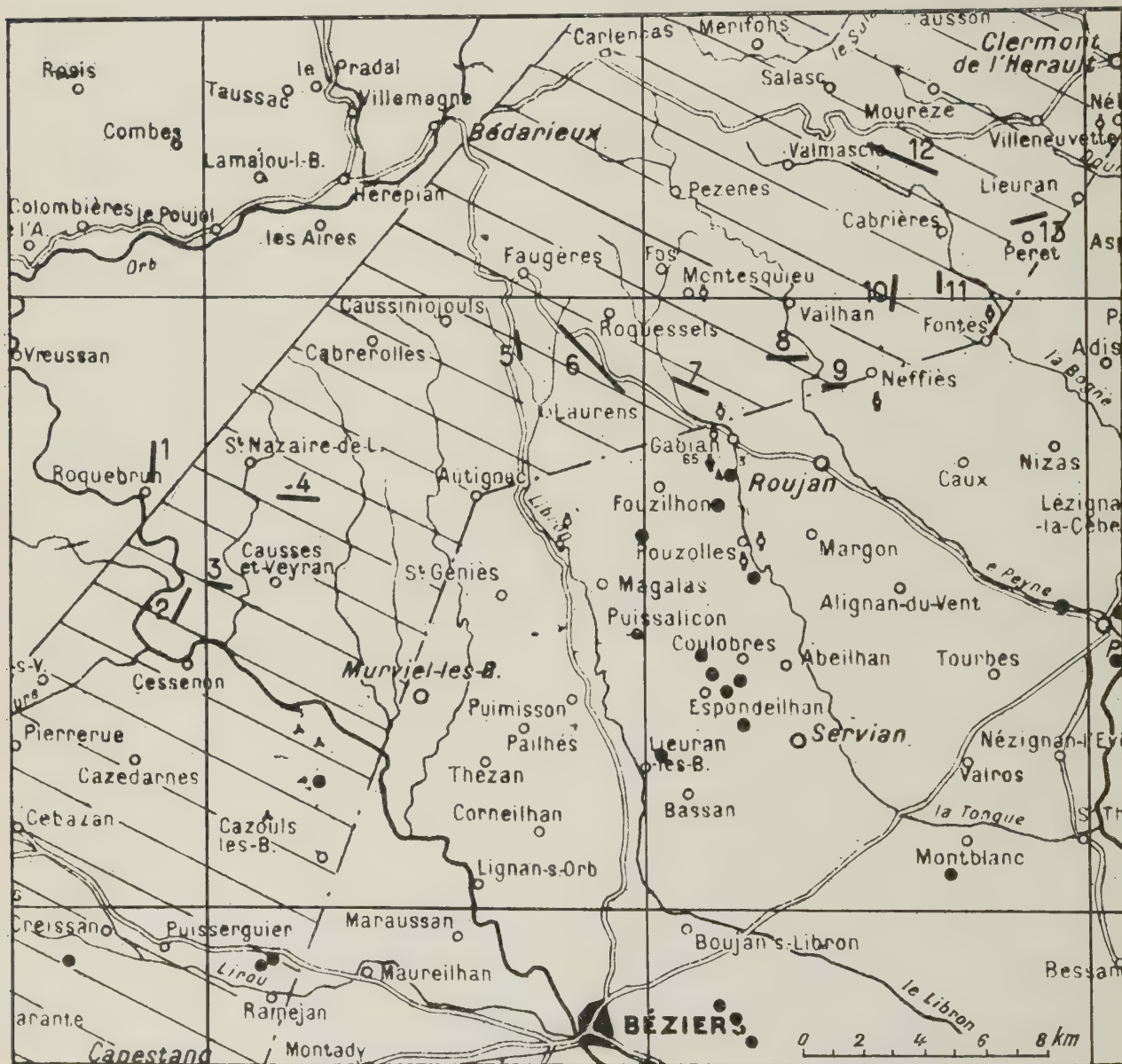


FIG. 3. — Position des coupes dans la Montagne Noire.

- 1 : route de Laurenque ; 2 : Coumiac ; 3 : Mont-Peyroux ; 4 : colline 389 près Saint-Nazaire de L. ; 5 : colline du Mou ; 6 : tranchée de Malac ; 7 : Vailhan ; 8 : La Mantresse ; 9 : Glanz ; 10 : combe d'Izarne ; 11 : Cabrières ; 12 : pic de Bissous ; 13 : Escandolgue.

colline 389 près de Saint-Nazaire de Landarez, l'Escandolgue, colline du Mou, tranchée de Malac, Cabrières) (fig. 3).

Les seuls niveaux productifs ont été ceux de la partie supérieure du Dévonien (Givetien, Frasnien, Famennien) et ceux du Viséen. L'étude de cette faune importante a été confiée à G. Bischoff qui y a déterminé près de 90 espèces dévoniennes et une quarantaine d'espèces viséennes.

Les résultats d'ensemble montrent que dans toutes ces coupes de la Montagne Noire, à une exception près, les Conodontes ont confirmé la macrofaune, avec autant de précision que cette dernière en ce qui concerne le Dévonien — les niveaux du Frasnien et du Famennien sont en effet nettement délimités par les Conodontes qui y ont été identifiés. Quant à ceux provenant des niveaux rapportés au Viséen inférieur par la macrofaune, ils ne donnent pas en général autant de précision : en effet dans la plupart des coupes étudiées ils indiquent un âge viséen inférieur ou base du Viséen supérieur (soit Cu II γ ou Cu III α de la stratigraphie allemande) ; cependant à la « colline du Mou » ainsi qu'à l'Escandolgue, ils précisent à eux

seuls la zone Cu II γ du Viséen inférieur ; dans la coupe de Cabrières, ils indiquent également un âge compris entre le Viséen inférieur et la base du Viséen supérieur, alors que la macrofaune permet d'attribuer ce même niveau au Viséen supérieur.

L'exception à laquelle il a été fait allusion plus haut est la suivante : au pic de Bissous, provenant de la base d'un niveau famennien bien daté par Goniatile, plusieurs échantillons renfermaient une faune de Conodontes nettement frasnienne ; mais après renseignements pris auprès du géologue de terrain il ne serait pas impossible qu'il s'agisse ici d'un faciès de remaniement. En outre, également au pic de Bissous, au sommet du niveau famennien, un échantillon a fourni quelques Conodontes dont une espèce : *Spathognathodus spinulicostatus ultimus*, ne semble connue jusqu'ici que dans le Strunien ; ceci permet de suggérer la présence de cet étage dans la Montagne Noire, bien que rien d'autre encore ne permette de l'affirmer.

On peut donc conclure à la concordance des âges donnés par les Conodontes et par la macrofaune, en ce qui concerne ces différentes coupes de la Montagne Noire.

Conclusions générales.

On voit donc que la riche faune de Conodontes (environ 200 espèces) recueillie dans les bassins sahariens de Fort-Polignac, d'Adrar et du J. Béchar ainsi qu'en France métropolitaine (Pyrénées, Montagne Noire) a toujours confirmé les attributions d'étages données par la macrofaune, souvent avec autant de précision que cette dernière. En outre, en l'absence de macrofaune caractéristique, les Conodontes ont permis de déceler le Tournaisien, puis le Westphalien dans la coupe de Polignac. Enfin, dans certains cas, ces microfossiles ont apporté des précisions stratigraphiques nouvelles pour un niveau déjà daté (identification de Frasnien dans le Dévonien supérieur des Pyrénées, de Famennien inférieur dans la Montagne Noire, de la limite Famennien-Viséen inférieur dans la série renversée de l'Escandolgue).

Du point de vue paléontologique, deux faits essentiels ressortent de cette étude, qui contribuent à donner aux Conodontes une valeur stratigraphique indéniable ; ce sont : d'une part leur grande extension horizontale, d'autre part leur répartition verticale relativement étroite.

En ce qui concerne l'extension horizontale de ces microfossiles, on constate en effet que la presque totalité des espèces identifiées au Sahara ou en France sont connues en Amérique ou en Europe (Allemagne, Espagne) ; un seul genre nouveau, *Avignathus* LYS et SERRE²⁵ avec son géotype *Avignathus beckmanni* LYS et SERRE a été créé à la suite de ces études récentes, ainsi qu'une sous-espèce nouvelle, *Gnathodus girtyi* nov. subsp. A, créée par G. Bischoff et non encore publiée.

Quant à l'étroite répartition verticale des Conodontes, cette étude montre en effet que certains genres ou espèces sont limités à des étages ou niveaux bien déterminés ; ainsi :

— au GOTHLANDIEN, les genres représentés, à l'exception de *Spathognathodus*, disparaissent avec cet étage. Les principaux sont : *Ambolodus*, *Icriodina*, *Kockelella*, *Sagittodontus* ;

— au DÉVONIEN INFÉRIEUR, les études n'ont porté qu'à partir de l'Emsien où apparaît le

25. LYS M. et SERRE B. (1957) : Études micropaléontologiques dans le Paléozoïque de la Montagne Noire. *Rev. Inst. fr. Pét. et Ann. Comb. liq.*, vol. XII, n° 7, 8, p. 797.

genre *Icriodus* représenté par plusieurs espèces : *I. curvatus* BRANSON et MEHL, *I. nodosus* HUDDLE, *I. symmetricus* BRANSON et MEHL, qui se poursuivent pendant le Dévonien moyen et jusqu'au sommet du Frasnien ;

— au DÉVONIEN MOYEN, avec le genre *Icriodus*, le genre *Polygnathus* voit son maximum de développement ; il est représenté pendant toute cette période par *P. linguiformis* BRANSON ; l'espèce *P. xylus* STAUFFER ainsi qu'*Ozarkodina macra* BRANSON et MEHL semblent limitées à l'Eifelien supérieur et Givetien inférieur tandis qu'au Givetien supérieur *P. decorosa* STAUFFER prend le relais jusqu'à la fin du Frasnien ;

— au DÉVONIEN SUPÉRIEUR, les espèces : *Apatognathus lipperiti* BISCHOFF et *Ancyrognathus triangularis* YOUNGQUIST sont cantonnées au Frasnien, où elles sont accompagnées d'*Ancyrodella curvata* BRANSON et MEHL ; cette dernière espèce se prolonge encore à l'extrême base du Famennien (To II α). Avec le Frasnien supérieur (To I δ) apparaît le genre *Palmatolepis*, dont les principaux représentants sont ici : *P. minuta* BRANSON et MEHL, *P. glabra* BRANSON et MEHL, *P. triangularis* SANNEMANN, *P. subperlobata* BRANSON et MEHL ; ces espèces s'éteignent avec la base du Famennien inférieur (To II α), faisant place à une autre forme de *Palmatolepis* : *P. rhomboidea* SANNEMANN, caractéristique de la partie supérieure du Famennien de base (To II β), alors qu'*Ozarkodina regularis* BRANSON et MEHL, apparu ici dès le Frasnien supérieur (To I δ), se retrouve jusqu'au sommet du Famennien (To V). Parallèlement, le genre *Polygnathus* continue son développement avec *P. normalis* MILLER et YOUNGQUIST, rencontré dès la base du Frasnien et connu jusqu'au Famennien inférieur (To II α), tandis que *P. communis* BRANSON et MEHL débute au sommet du Famennien (To V) pour s'éteindre au Viséen inférieur. C'est également au sommet du Famennien (To V) qu'apparaît ici *Spathognathodus tridentatus* BRANSON, retrouvé à la base du Tournaisien (Cu I).

Enfin l'espèce *Spathognathodus spinulicostatus ultimus* BISCHOFF 1957, jusqu'ici caractéristique en Allemagne du Strunien (To VI), n'a été recueillie, parmi les récoltes étudiées dans ce travail, qu'au pic de Bissous (Montagne Noire) ; or, la présence de ce niveau n'a pas encore été démontrée dans cette région ;

— au TOURNAISIEN, la faune de Conodontes semble être une faune de transition entre celle

du Dévonien et celle du Viséen. En effet paraissant cantonnés ici à ce niveau, on trouve, d'une part *Siphonodella duplicata* BRANSON et MEHL (qui est encore un *Polygnathidae*) et d'autre part *Pseudopolygnathus* (*P. fusiformis* BRANSON et MEHL), ainsi que plusieurs espèces de *Spathognathodus* (*S. sulciferus* BRANSON et MEHL, *S. cf. jugosus* BRANSON et MEHL, *S. spinulicostatus spinulicostatus* BISCHOFF), deux genres qui peuvent être considérés comme intermédiaires entre les *Polygnathus* (si abondants au Dévonien) et les *Gnathodus* du Viséen. Ce dernier genre d'ailleurs fait son apparition au Tournaisien avec, ici, *Gnathodus aff. bilineatus semiglaber* BISCHOFF que l'on retrouve jusqu'au sommet du Viséen A du bassin d'Adrar ;

— au VISÉEN, les derniers *Polygnathus*, représentés par *P. orthoconstricta* THOMAS, accompagnent la forme caractéristique en Allemagne du Viséen de base (Cu II γ) : *Scaliognathus anchoralis* BRANSON et MEHL. Parallèlement se développe le genre *Gnathodus* dont *G. texanus* ROUNDY, connu dans tout le Viséen, et *G. girtyi* HASS qui, de la base du Viséen, monte dans la partie inférieure du Namurien ; *G. bilineatus bilineatus* ROUNDY, apparue au Viséen supérieur, se retrouve au Namurien inférieur, tandis que la nouvelle sous-espèce de *G. girtyi*, *G. girtyi nov. subsp. A*, ne débute qu'au sommet du Viséen supérieur et s'étend dans tout le Namurien inférieur, ou elle annonce déjà les *Streptognathodus* du Pennsylvanien ;

— au NAMURIEN INFÉRIEUR, il faut citer : *Metalonchodina bidentata* GUNNELL et *Gnathodus roundyi* GUNNELL, semblant cantonnées ici, l'une à la base, l'autre au sommet du Namurien inférieur. Enfin les espèces suivantes : *Ligonodina levis* BRANSON et MEHL, *Spathognathodus cristula* YOUNGQUIST et MILLER, *Cavusgnathus cristata* BRANSON et MEHL et *Spathognathodus minutus* ELLISON, paraissent limitées au Namurien inférieur dans les bassins sahariens envisagés ici ; seule la dernière se retrouve au-delà de cet étage ;

— avec le PENNSYLVANIEN, débute les genres *Streptognathodus* et *Idiognathodus*, représentés dans le bassin de Tinnert, dès leur apparition, par des espèces connues en Amérique à partir du Westphalien ; ce sont entre autres : *Streptognathodus delicatulus* YOUNGQUIST et HEEZEN, *S. cancellosus* ELLISON, puis *Idiognathodus delicatus* GUNNELL et *I. lanceolatus* GUNNELL.

Ces principaux faits sont mis en évidence

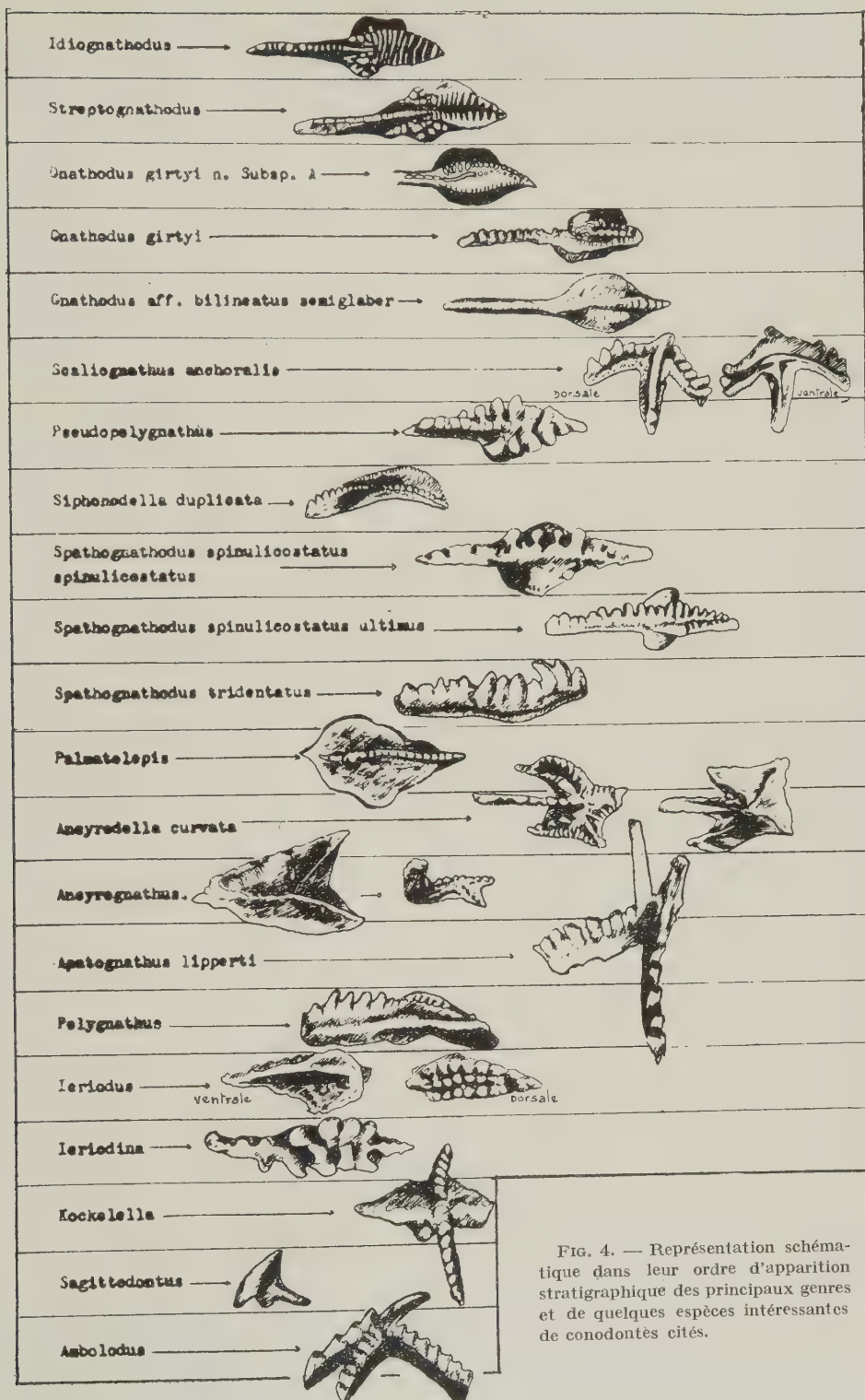


FIG. 4. — Représentation schématique dans leur ordre d'apparition stratigraphique des principaux genres et de quelques espèces intéressantes de conodontes cités.

dans le tabl. 3 en dépliant. Les principaux genres et quelques espèces particulièrement intéressantes de Conodontes cités dans ce travail sont représentés schématiquement (fig. 4) dans leur ordre d'apparition stratigraphique.

En conclusion, l'intérêt stratigraphique des

Conodontes dans les séries paléozoïques, est suffisamment démontré par cette étude, pour encourager les chercheurs à ne pas négliger cette branche de la micropaléontologie, jusqu'ici si peu développée en France.

BULLETIN SIGNALÉTIQUE

Année 1961.

A partir de 1961, le BULLETIN SIGNALÉTIQUE paraîtra mensuellement en fascicules spécialisés, dans lesquels figureront, sous la forme de courts extraits, les travaux scientifiques publiés dans le monde entier.

Pour les Sciences de la Terre, l'abonnement annuel y compris index « auteurs » et « matières » pour chaque fascicule est de :

Fasc. 10, Sciences de la Terre n° 1 : Minéralogie, Géochimie, Pétrographie.
France : 25 NF. Étranger : 30 NF.

Fasc. 11, Sciences de la Terre n° 2 : Physique du Globe, Géologie, Paléontologie. France : 40 NF. Étranger : 45 NF.

LEXIQUE STRATIGRAPHIQUE INTERNATIONAL

Publié sous l'égide du Congrès géologique international par les soins du Comité français de stratigraphie, le lexique stratigraphique est divisé en six volumes : Europe, U. R. S. S., Asie, Afrique, Amérique latine, Océanie, comprenant environ 17 000 pages.

PRIX DE SOUSCRIPTION

Totalité des 6 vol.	580	NF
Volume Europe	210	NF
— U. R. S. S.	75	NF
— Asie.	87,50	NF
— Afrique.	52,50	NF
— Amérique latine.	87,50	NF
— Océanie.	105	NF

PRIX DE VENTE DES FASCICULES PARUS

Volume I : EUROPE.

Fasc. 1. <i>a</i> : Groenland.	4	NF	<i>a</i> II : Paléozoïque supérieur.	9	NF
<i>b, c, d</i> : Islande, Svalbard, Faeroer.	4,40	NF	<i>a</i> III : Trias.	3	NF
Fasc. 2. <i>a, b</i> : Finlande, Norvège.	4	NF	<i>a</i> IV : Lias.	4	NF
<i>c</i> : Suède.	19	NF	<i>a</i> V : Jurassique.	6	NF
<i>d</i> : Danemark.	2,80	NF	<i>a</i> VI : Crétacé.	14	NF
Fasc. 3. <i>a</i> : Angleterre, Pays de Galles, Écosse.	3,20	NF	<i>a</i> VII : Tertiaire.	14	NF
<i>a</i> II : Précambrien.	3,50	NF	<i>a</i> VIII : Généralités.	12	NF
<i>a</i> III : Cambrien.	10	NF	<i>b</i> : Quaternaire.	8	NF
<i>a</i> IV : Ordovicien.	5	NF	Fasc. 5 : Allemagne.	18	NF
<i>a</i> VI : Dévonien.	12	NF	<i>b</i> : Dévonien.	12	NF
<i>a</i> VIII : Carbonifère supérieur.	3,20	NF	<i>d</i> ₂ : Keuper.	6	NF
<i>a</i> XII : Paléogène.	4	NF	<i>h</i> ₁ : Tertiaire.	3	NF
Fasc. 3. <i>b</i> : Irlande.	4	NF	Allemagne du Nord.	12	NF
Fasc. 4 : France, Belgique, Pays-Bas, Luxembourg.	15	NF	Fasc. 6. <i>a</i> : Pologne.	6	NF
<i>a</i> I : Antécambrien-Paléozoïque inférieur.	4,20	NF	<i>b</i> : Tchécoslovaquie.	6,70	NF
			Fasc. 9 : Hongrie.	7	NF
			Fasc. 10. <i>a, b</i> : Espagne-Portugal.	2	NF
			Fasc. 11 : Italie.	4,20	NF
			Fasc. 12. <i>a</i> : Yougoslavie.	2,80	NF
			Fasc. 13. <i>a</i> : Roumanie.		
			<i>b</i> : Bulgarie.		

Volume II : U. R. S. S.

4 fascicules ensembles.	75	NF
------------------------------	----	----

Volume III : ASIE.

Fasc. 2. <i>a</i> : Corée.	3,20	NF	Fasc. 7 : Indonésie, Bornéo britannique, Malaisie.	15	NF
<i>b</i> : Mandchourie.	2,80	NF	Fasc. 8. <i>a, b, c</i> : Inde, Pakistan, Népal, Bhoutan, Birmanie, Ceylan.	18	NF
Fasc. 3. <i>a, b</i> : Japon et Ryu Kyu.	7	NF	Fasc. 9. <i>c</i> : Turquie.	5,40	NF
Fasc. 4 : Taïwan.	6	NF	<i>d</i> : Chypre.	3	NF
Fasc. 5 : Philippines.	8	NF	Fasc. 10. <i>a</i> : Irak.	14	NF
Fasc. 6. <i>a</i> : Indochine.	7	NF	<i>c</i> ₂ : Israël.	10	NF
<i>b, c, d</i> : Malaisie, Thaïlande, Birmanie.	4	NF			

Volume IV : AFRIQUE.

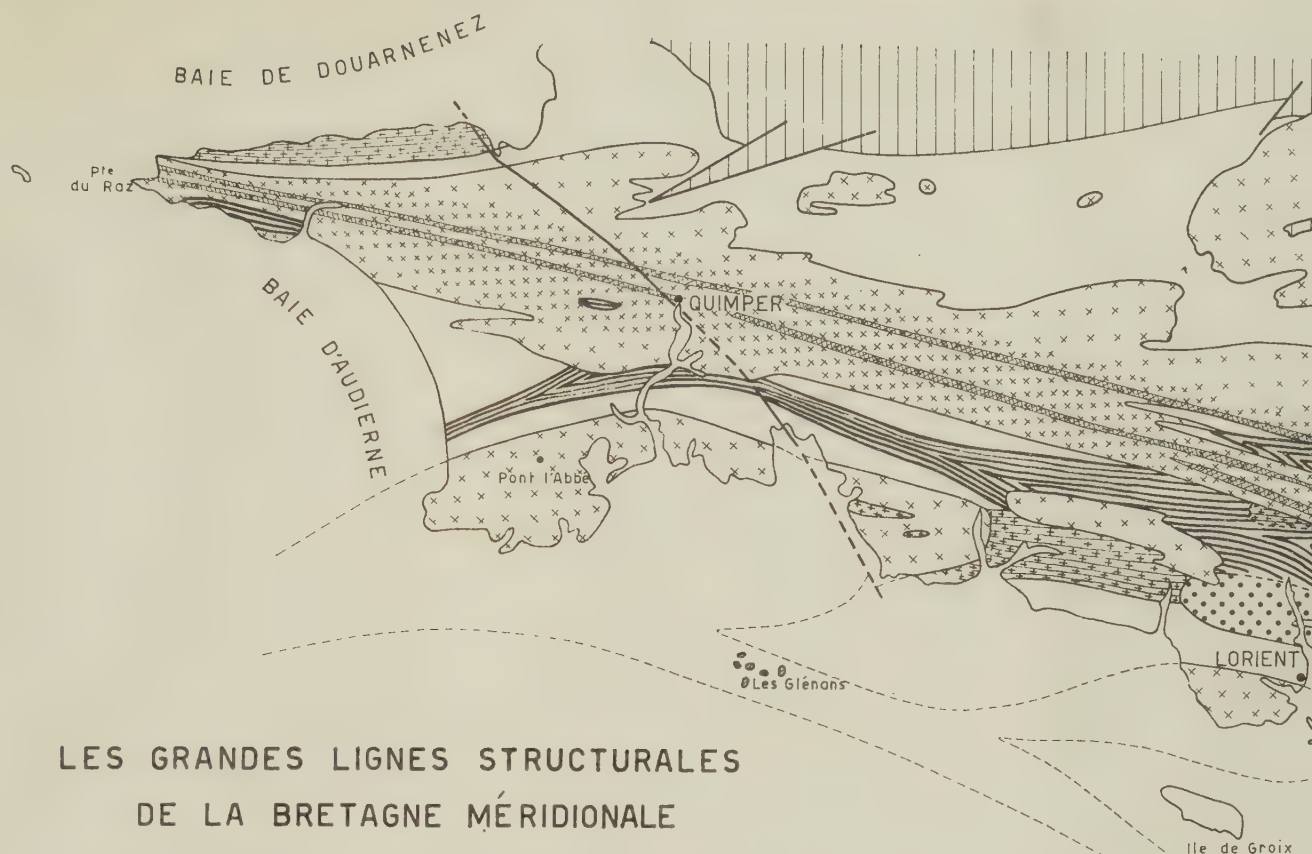
Fasc. 1. <i>a</i> : Maroc.	7	NF	Fasc. 7. <i>a</i> : Congo belge, Ruanda-Urundi.	4,40	NF
Fasc. 2 : Afrique occidentale française, Sahara.	2,80	NF	<i>b</i> : Angola.	2	NF
Fasc. 3. <i>a, b, c</i> : Afrique occidentale anglaise.	3,20	NF	Fasc. 8. <i>a, b</i> : Kenya, Uganda.	4,40	NF
Fasc. 4. <i>a</i> : Libye.	4	NF	<i>c</i> : Tanganyika.	6	NF
Fasc. 5. <i>a, b</i> : Éthiopie et Somalies.	2,80	NF	Fasc. 9. <i>a, b, c</i> : Nyassaland, Rhodésies.	4	NF
Fasc. 6 : Afrique équatoriale française.	2,40	NF	Fasc. 10. <i>b</i> : Union sud-africaine et Sud-Ouest africain.	7	NF
			Fasc. 11 : Madagascar.	4	NF

Volume V : AMÉRIQUE LATINE.

Fasc. 2. <i>a</i> : Amérique centrale.	18	NF	<i>b</i> : Pérou.	4,80	NF
<i>b</i> : Antilles (sauf Cuba).	18	NF	Fasc. 7 : Chili.	17	NF
<i>c</i> : Cuba.	6,70	NF	Fasc. 9. <i>b, c</i> : Paraguay, Falkland.	4,80	NF
Fasc. 3 : Venezuela.	26	NF			
Fasc. 5. <i>a</i> : Équateur.	7	NF			

Volume VI : OCÉANIE.

Fasc. 2 : Océanie proprement dite.	10	NF	<i>a</i> : Queensland.	8	NF
Fasc. 4 : Nouvelle-Zélande.	22	NF	<i>b</i> : New South Wales.	10	NF
Fasc. 5 : Australie.			<i>d</i> : Tasmanie.	9	NF
			<i>e</i> : South Australia.	4,40	NF



LES GRANDES LIGNES STRUCTURALES DE LA BRETAGNE MÉRIDIONALE ET LES GRANITES QUI LEUR SONT ASSOCIÉS

-  Séries paléozoïques
-  Micaschistes et Briovérien

Structure anté-hercynienne (90-105°):

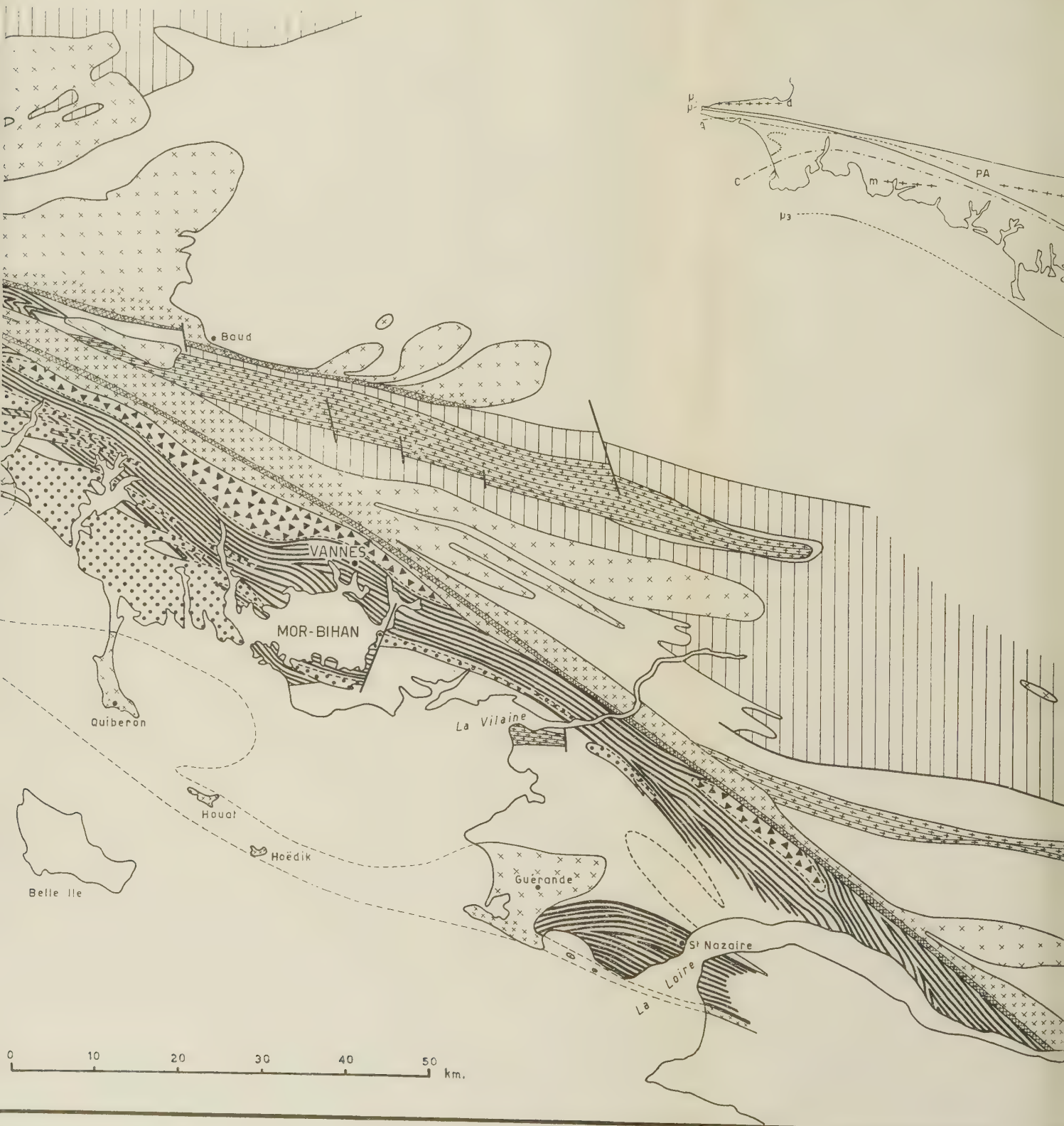
-  Axes granito-gneissiques de Moëlan (m), de Lanvaux (l), de Pénestin (p) et de Bouvron (b) + + + + +
- (On y ajoute à titre d'hypothèse l'axe grano-dioritique de Douarnenez (d) de structure analogue)

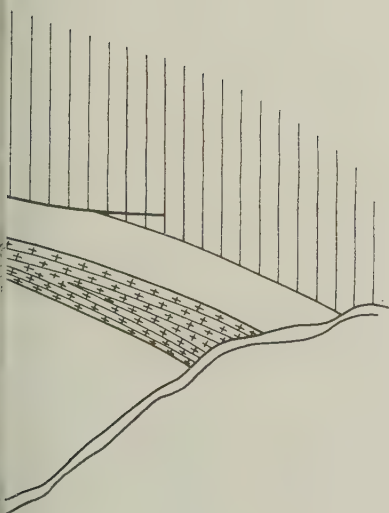
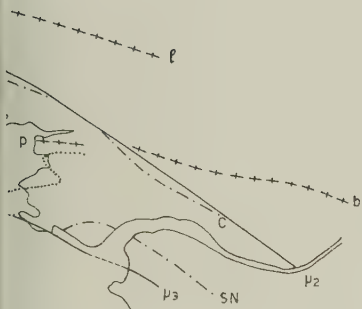
Structure "bretonne" (100-120°):

-  Anticlinaux migmatitiques de Plouay-Audierne (PA), de Cornouaille (C), de Saint Nazaire (SN) - - - - -
-  Granite d'anatexie au coeur des migmatites
-  Granites tardi-migmatiques dans les zones de décollement entre migmatites et séries sus-jacentes

Structure "sudète" (115-130°):

-  Granites en feuillets dans les zones de cisaillement jalonnées par des mylonites (P) - - - - -
-  { P₁ alignement Cap Sizun - Baud
 - P₂ alignement Pointe du Raz - Nantes (zone broyée sud-armoricaine)
 - P₃ alignement des îles méridionales
-  Granites en massifs dans les zones déformées ou infléchies des structures antérieures en contrecoup du cisaillement sudète.





INTES

STRUCTURE DE LA CHAÎNE HERCYNIENNE EN BRETAGNE MÉRIDIONALE

Superstructure:

Couverture sédimentaire primaire

 Cambro-silurien

Socle antécambrien

 Micaschistes et Briovérien

 Séries granito-gneissiques

Infrastructure migmatitique, domaine de la granitisation hercynienne:

 Migmatites litées (embréchites)

 Migmatites nébulitiques (anatectites)

 Granite d'anatexie

Les Granites intrusifs:

A la limite de l'infrastructure et de la superstructure décollées:

 Granites tardi-migmatiques

A la limite des domaines anticlinoriaux et synclinoriaux de l'infrastructure:

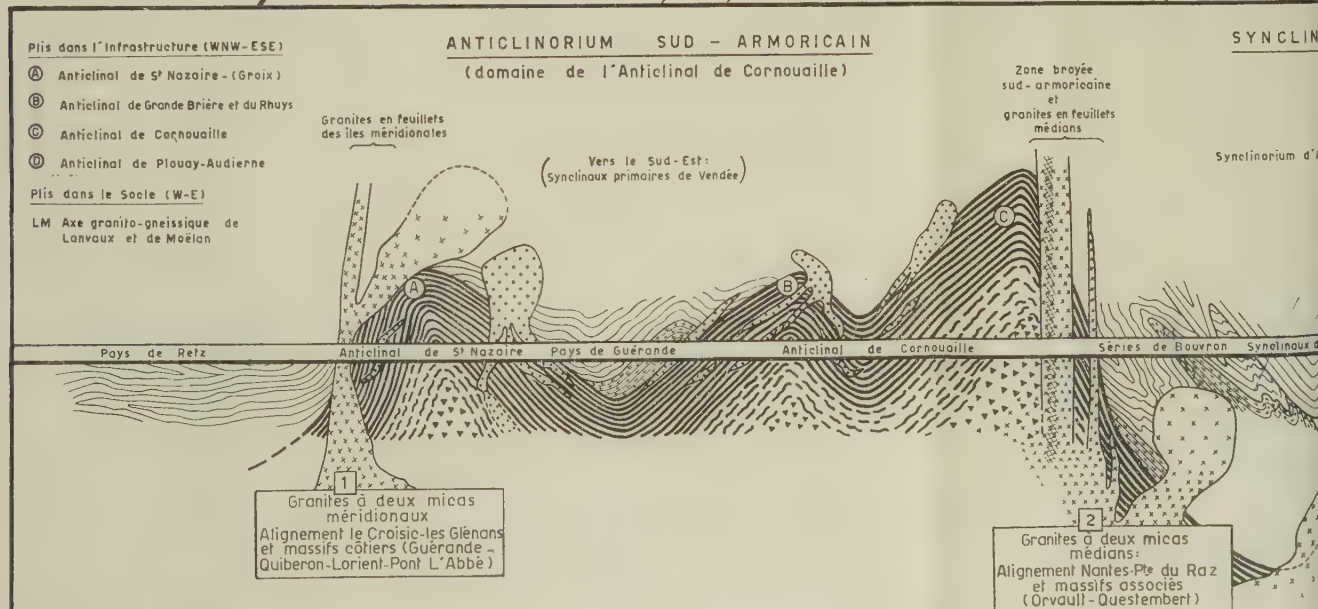
 Granites en feuilletés dans les zones de cisaillement

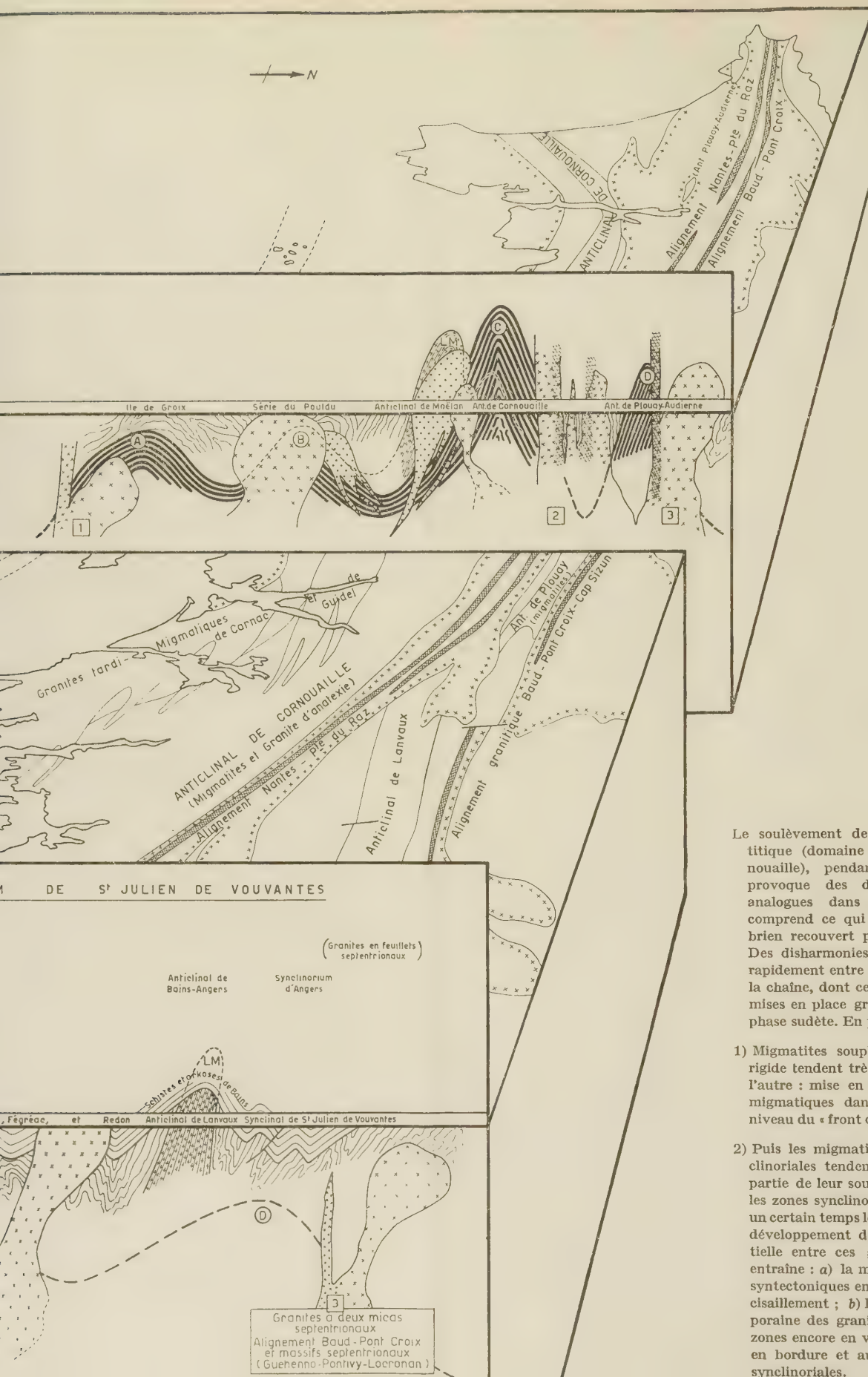
 Mylonites

Au dessus et en bordure des domaines synclinoriaux de l'infrastructure:

 Granites en massifs

Remarque: Le métamorphisme hercynien dans la superstructure n'est pas figuré. Il se parallélise grosso-modo au front des migmatites à 5.000 ou 6.000 m en moyenne au dessus de celui-ci et peut atteindre ainsi les séries siluriennes jusqu'au Gothlandien inclus.



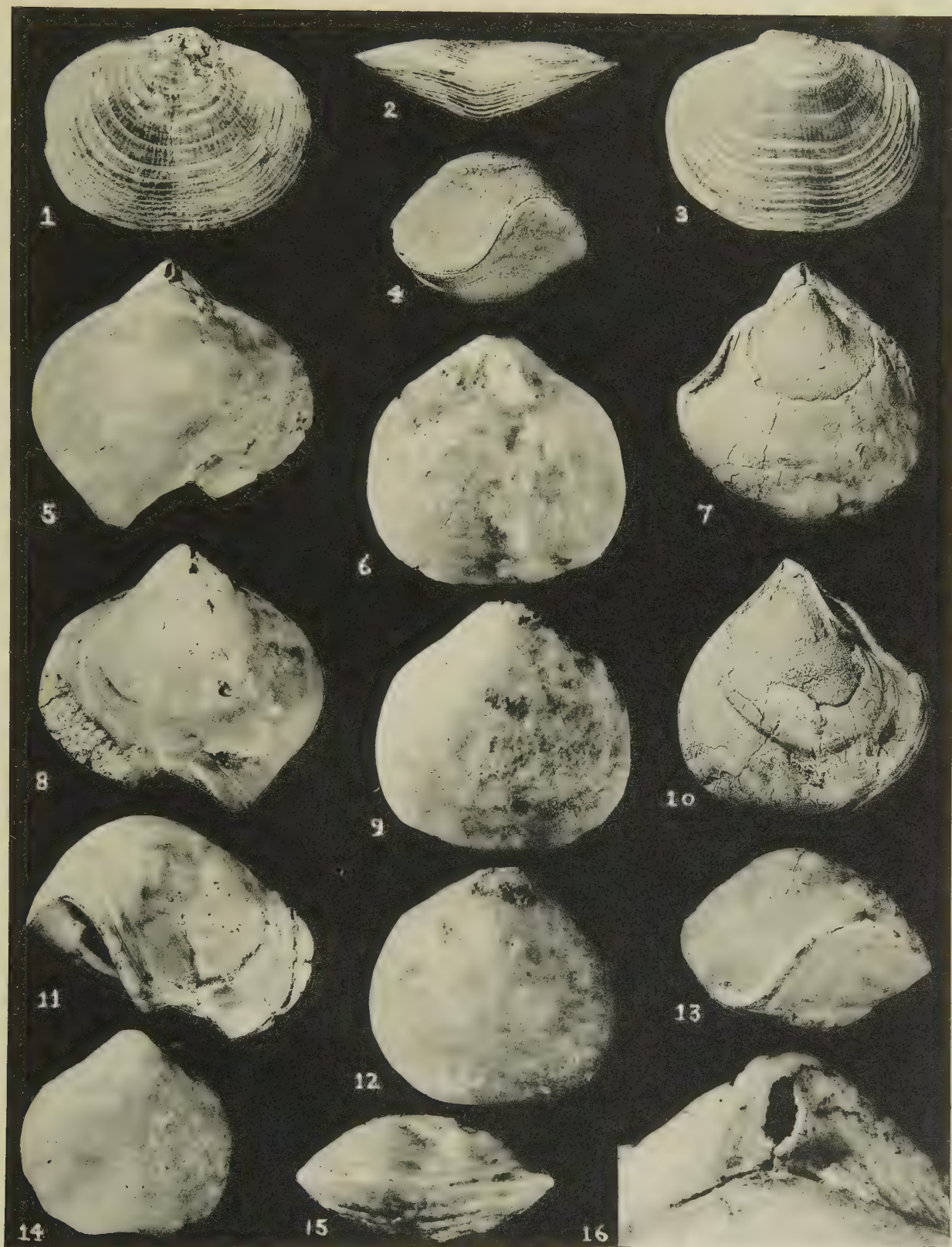


Le soulèvement de l'infrastructure migmatitique (domaine de l'anticlinal de Cornouaille), pendant la phase bretonne, provoque des déformations d'ensemble analogues dans la superstructure (qui comprend ce qui reste du socle précambrien recouvert par les séries primaires). Des disharmonies apparaissent cependant rapidement entre les différents éléments de la chaîne, dont certaines vont faciliter les mises en place granitiques au cours de la phase sudète. En particulier :

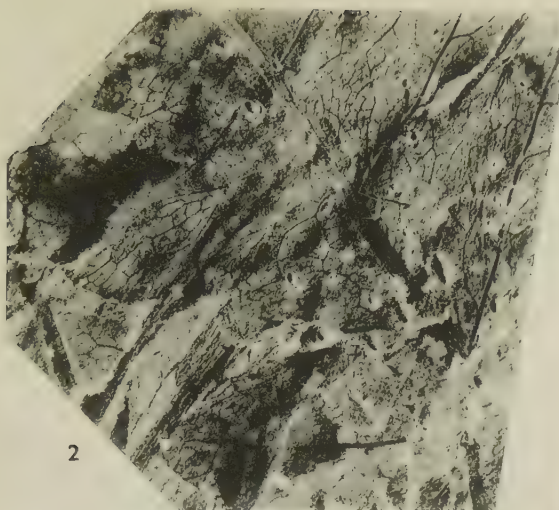
- 1) Migmatites souples et socle ancien plus rigide tendent très tôt à se dissocier l'un de l'autre : mise en place des granites tardigmigmatiques dans les zones décollées au niveau du « front des migmatites ».
- 2) Puis les migmatites dans les zones anticlinoriales tendent à s'indurer en contrepartie de leur soulèvement, alors que dans les zones synclinoriales elles gardent encore un certain temps leurs caractères plastiques : développement d'une tectonique différentielle entre ces grands domaines, ce qui entraîne : a) la mise en place des granites syntectoniques en feuillets dans les zones de cisaillement ; b) la mise en place contemporaine des granites en massifs dans les zones encore en voie de déformation souple en bordure et au-dessus des grandes aires synclinoriales.

c P du bassin de Reggane qui est ici parallélisé avec le calcaire de l'Issaouane du bassin de Fort-Polignac, pour simplifier la lecture du tableau.

à P du bassin de Reggane qui est ici parallélisé avec le calcaire de l'Issaouane du bassin de Fort-Polignac, pour simplifier la lecture du tableau.







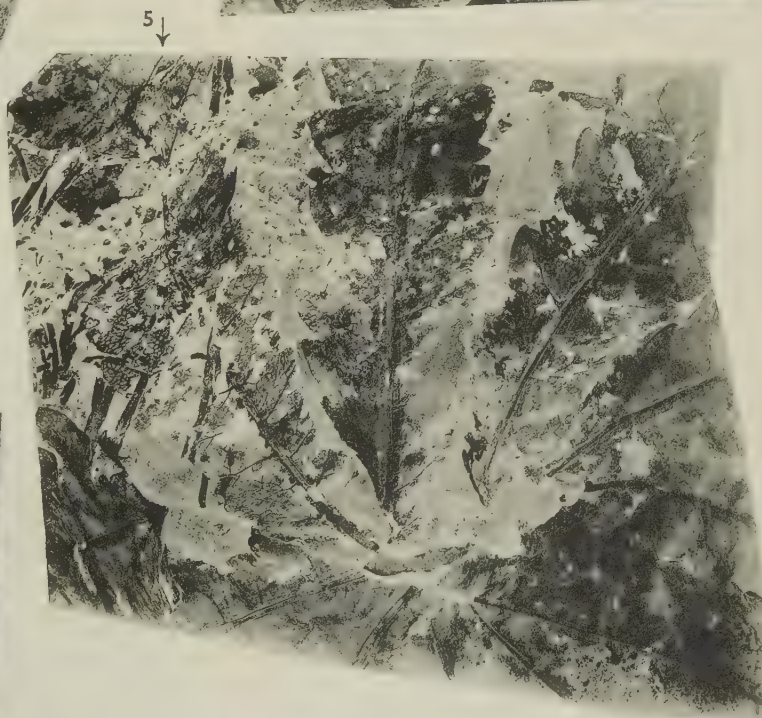
2



4



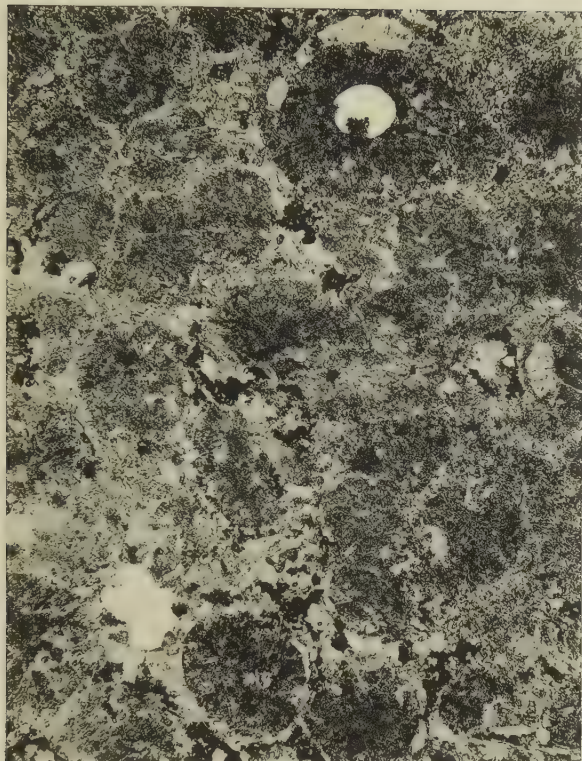
1



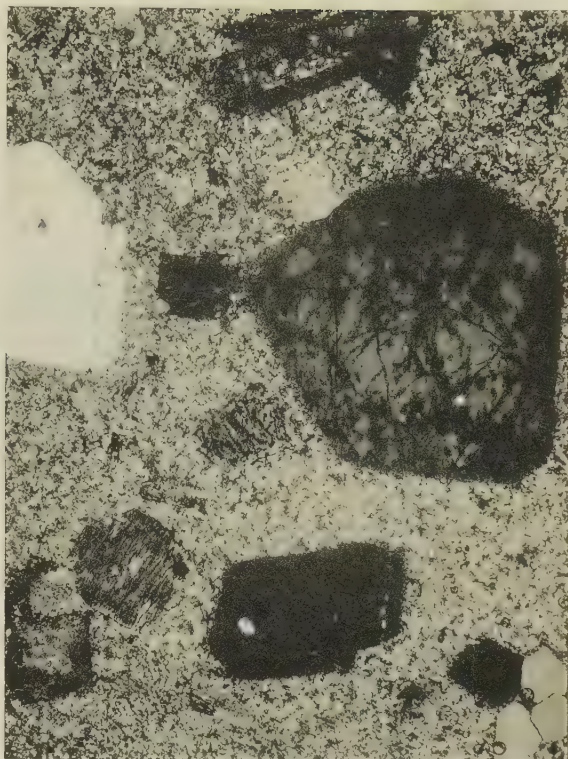
5 ↓



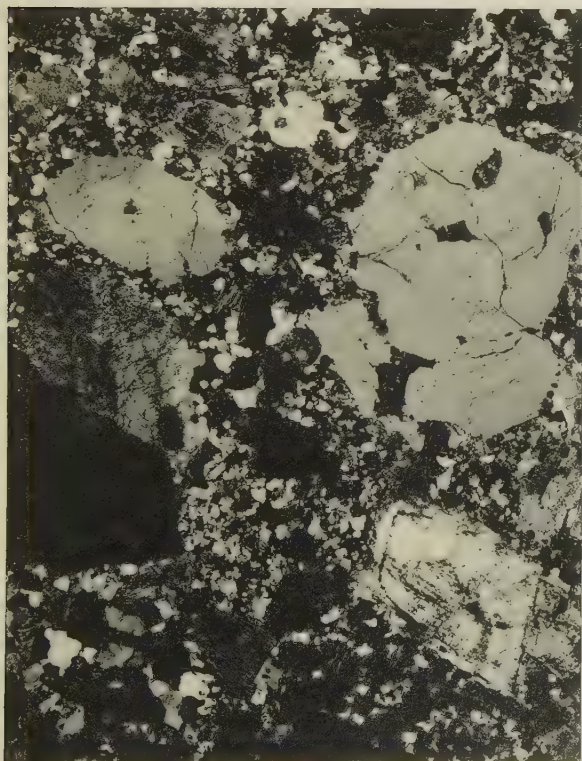
3



1



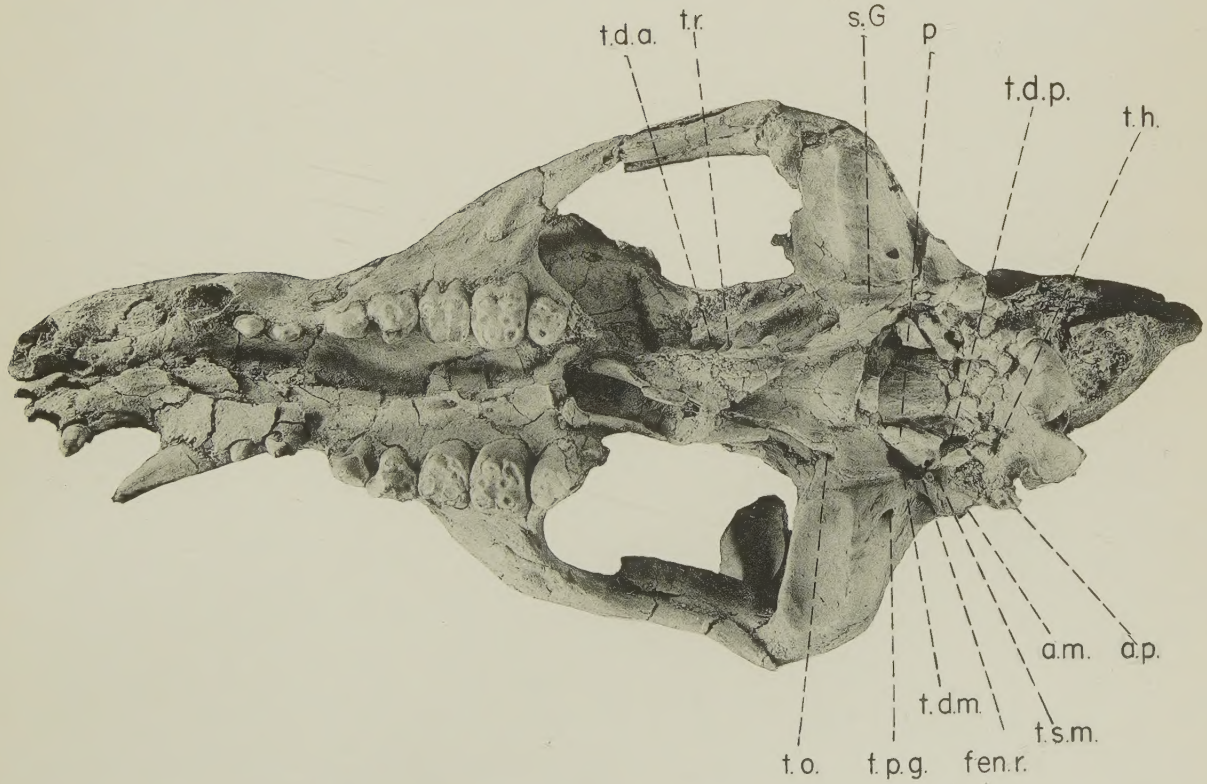
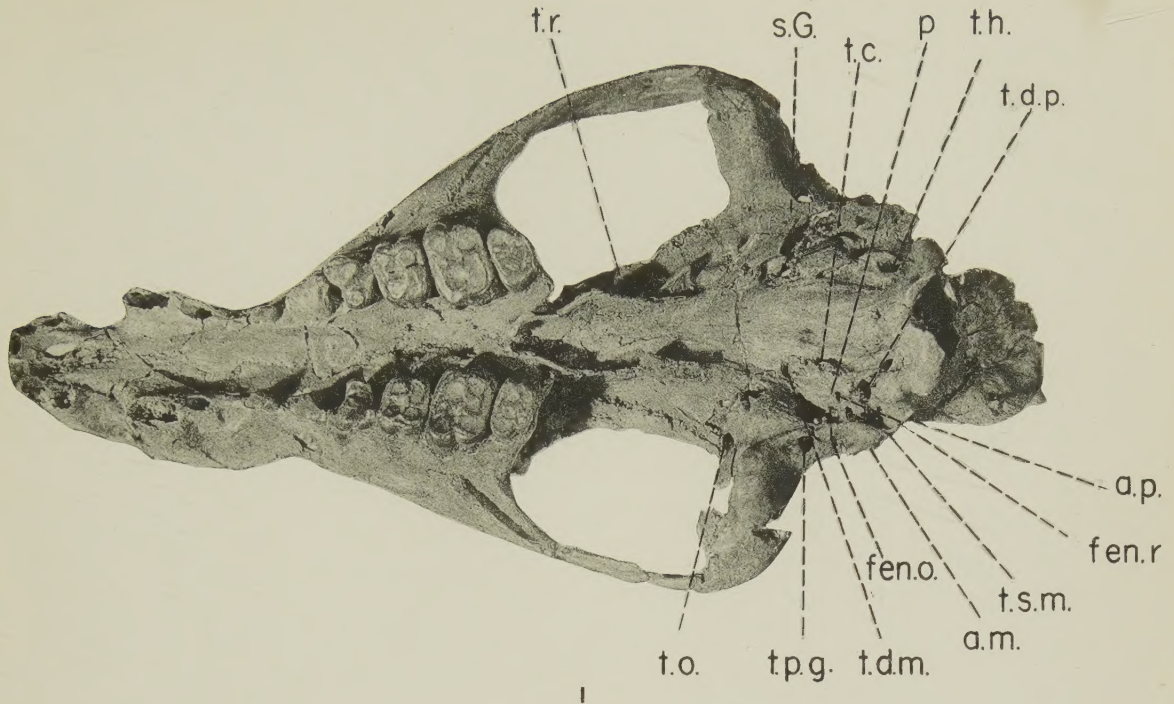
2



3



4



CENTRE NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

Publications.



BULLETIN SIGNALÉTIQUE DU C. N. R. S.

BULLETIN BIBLIOGRAPHIQUE MENSUEL

SIGNALANT PAR DE COURTS EXTRAITS CLASSÉS PAR MATIÈRE

TOUS LES TRAVAUX PUBLIÉS DANS LE MONDE.

1^{re} partie : Mathématiques, Astronomie, Physique, Chimie, Science de l'Ingénieur, Sciences de la Terre.

Taux d'abonnement : France, 120 NF. — Étranger, 150 NF.

Abonnement et Vente au Centre de Documentation du C. N. R. S., 16, rue Pierre-Curie, Paris, 5^e.



LEXIQUE STRATIGRAPHIQUE INTERNATIONAL

L'ensemble du lexique comprendra 14000 p. environ et sera divisé en 6 vol. : Europe, U. R. S. S., Asie, Afrique, Amérique latine, Océanie.

Souscription ouverte au Service des Publications du C. N. R. S., 13, quai Anatole-France, Paris, 7^e.



ANNALES DE GÉOPHYSIQUE

REVUE INTERNATIONALE TRIMESTRIELLE

Taux d'abonnement : 30 NF.

Abonnement et Vente au Service des publications du C. N. R. S., 13, quai Anatole-France, Paris, 7^e.



NOTES BIOSPÉOLOGIQUES

2 FASCICULES PAR AN

Taux d'abonnement : France, 7 NF. — Étranger, 10 NF.



GROUPE FRANÇAIS DES ARGILES

Comptes rendus annuels des réunions d'études, t. X (1958) 10 NF.

Vente au Service des publications du C. N. R. S.

TABLE DES MATIÈRES

TOME II, N° 2

	Pages
R. Soyer. — Les zones gypseuses antéludiennes préservées de l'Île-de-France (2 fig.).	145
G. F. Elliott. — Brachiopodes tertiaires d'Arabie et de Syrie (1 pl.).....	152
J. Ricour, O. Horon et G. Lienhardt. — Le Trias du Jura, de la Bresse, de la plaine de la Saône et de la bordure nord du Massif central (note préliminaire) (3 fig.).....	156
H. Gudefin. — Stratigraphie de la Lettenkohle dans la région de Lons-le-Saunier (Jura) (2 fig.).....	168
C. Arambourg et F. Duffaud. — Note sur la découverte d'un gisement de Vertébrés continentaux dans le Trias du Haut-Atlas occidental (1 pl., 4 fig.).....	172
J. Fabre et Ch. Greber. — Présence d'un <i>Dictyophyllum</i> dans la flore molteno du Basutoland (Afrique australe) (1 pl., 3 fig.).....	178
J.-P. Carron. — Le massif du Folat-Devèze (Hérault) et ses satellites filoniens (1 pl., 2 fig.).....	183
F. Ellenberger. — Sur une paragenèse éphémère à lawsonite et glaucophane dans le métamorphisme alpin en Haute-Maurienne (Savoie) (1 texte-pl.).....	190
D. E. Russell. — L'anatomie crânienne de deux Créodontes du Paléocène de France (1 pl., 2 fig.).....	195
J. Ricour et J. de Mautort. — Microfaciès caractéristique du Trias lorrain (2 texte-pl.).	200
J.-P. Lajoinie. — Observations sur le Primaire de la région de Bobo-Dioulasso (Haute-Volta) (1 fig.).....	208
J. Cogné. — Métamorphismes et granitisations en liaison avec l'évolution orogénique en Bretagne méridionale (2 texte-pl. en dépl., 1 fig.).....	213
A. Foucault. — Sur le Tithonique et le Crétacé inférieur dans la région de Huescar (province de Grenade, Espagne) (2 fig.).....	227
M.-L. Remack-Petitot. — Contribution à l'étude du Gothlandien du Sahara. Bassins d'Adrar Reggane et de Fort-Polignac (3 fig.).....	230
M.-L. Remack-Petitot. — Contribution à l'étude des Conodontes du Sahara (bassins de Fort-Polignac, d'Adrar Reggane et du J. Béchar). Comparaison avec les Pyrénées et la Montagne Noire (1 dépl., 1 fig.).....	240

La gérante de la Soc. géol. : M. ODIER.